GEOLOGIE DU MAROC



Alain Piqué
Abderrahman Soulaimani
Edgard Laville
Mostapha Amrhar
Mohamed Bouabdelli
Christian Hoepffner
Ahmed Chalouan

AVANT-PROPOS

Ce livre prolonge dans le temps celui qui avait été publié voici une dizaine d'années sous le titre : *Géologie du Maroc ; les domaines régionaux et leur évolution structurale* (éd. Pumag, 1994).

Depuis cette époque, la progression des recherches sur la géologie du Maroc a amené un élargissement et un approfondissement considérable des connaissances dont la simple réédition de l'ouvrage ne pouvait rendre compte. C'est pourquoi une réécriture de l'ensemble sur la base du texte initial de Alain PIQUE a été envisagée, dans l'optique cette fois d'une œuvre collective. Ainsi, chapitre par chapitre, les spécialistes des divers domaines sont intervenus : Abderrahmane SOULAIMANI pour l'Anti Atlas, Mostafa AMRHAR et Edgard LAVILLE pour l'Atlas, Mohamed BOUABDELLI et Christian HOEPFFNER pour la Meseta, et Ahmed CHALOUAN pour le Rif.

Contrairement à la règle adoptée en 1994 qui cherchait à n'omettre aucune référence significative, les co-auteurs se sont attachés pour alléger le texte à ne citer que les travaux aisément consultables. Ceci élimine, et ce fut parfois un choix difficile à faire, les communications aux congrès et les thèses restées inédites. Pour faciliter une prise de contact rapide par les étudiants, chaque chapitre est suivi, en italiques, d'un court résumé qui en reprend les données essentielles.

Toutes les figures ont été redessinées, souvent simplifiées et toujours modifiées d'après celles des travaux dont tous sont cités dans le texte qui les accompagne.

Nous souhaitons que cet ouvrage puisse fournir aux étudiants du Maroc, pour lesquels il a été écrit, une approche aisée et rapide de la géologie de leur pays.

1. INTRODUCTION : LE MAROC, AFRIQUE SAHARIENNE, ATLANTIQUE ET MEDITERRANEENNE

1.1. Les paysages

De la Méditerranée au Sahara et de l'Atlantique aux Hauts plateaux algéro-marocains, le Maroc offre une très grande diversité de paysages et de climats (Fig. 1). Bien souvent, ces régions géographiques apparaissent, aussi, comme des domaines structuraux dont chacun présente une histoire géologique particulière (Fig. 2).

1.1.1. Le Maroc saharien et présaharien

L'extrême Sud saharien est établi sur des terrains cristallins précambriens. Quelques reliefs un peu plus accentués bordent le pays reguibate : au nord un ensemble de cuestas E-W, constituées par des couches sédimentaires paléozoïques à très faible pendage au nord ; à l'ouest, des séries paléozoïques plissées qui forment les reliefs appalachiens du Zemmour au delà desquels s'étend la plaine atlantique de Tarfaya, Laayoun, Boujdour et Dakhla.

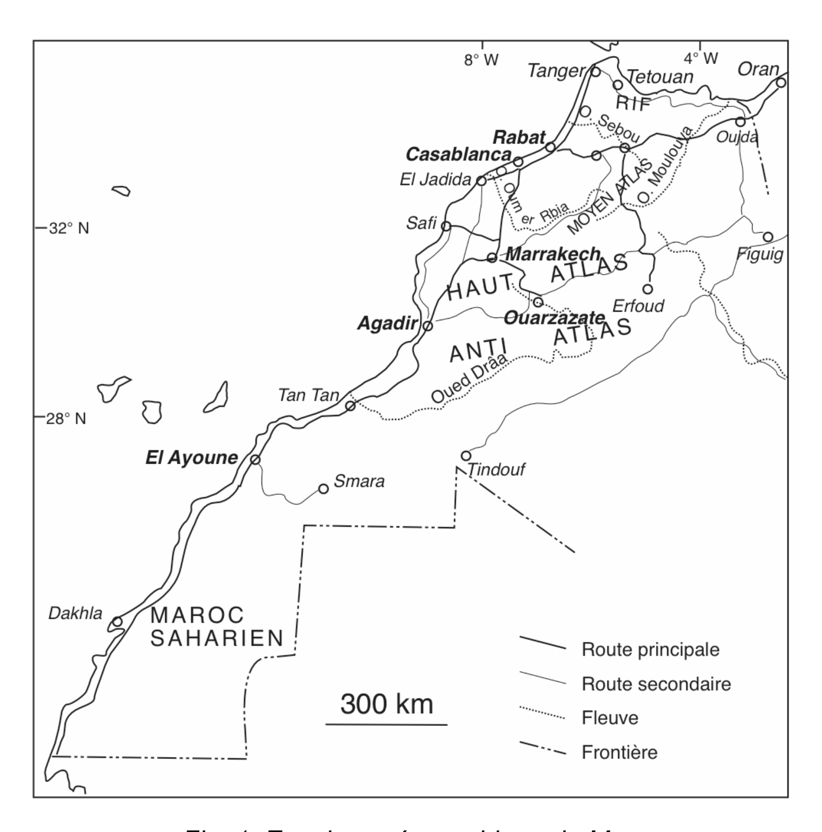


Fig. 1. Esquisse géographique du Maroc

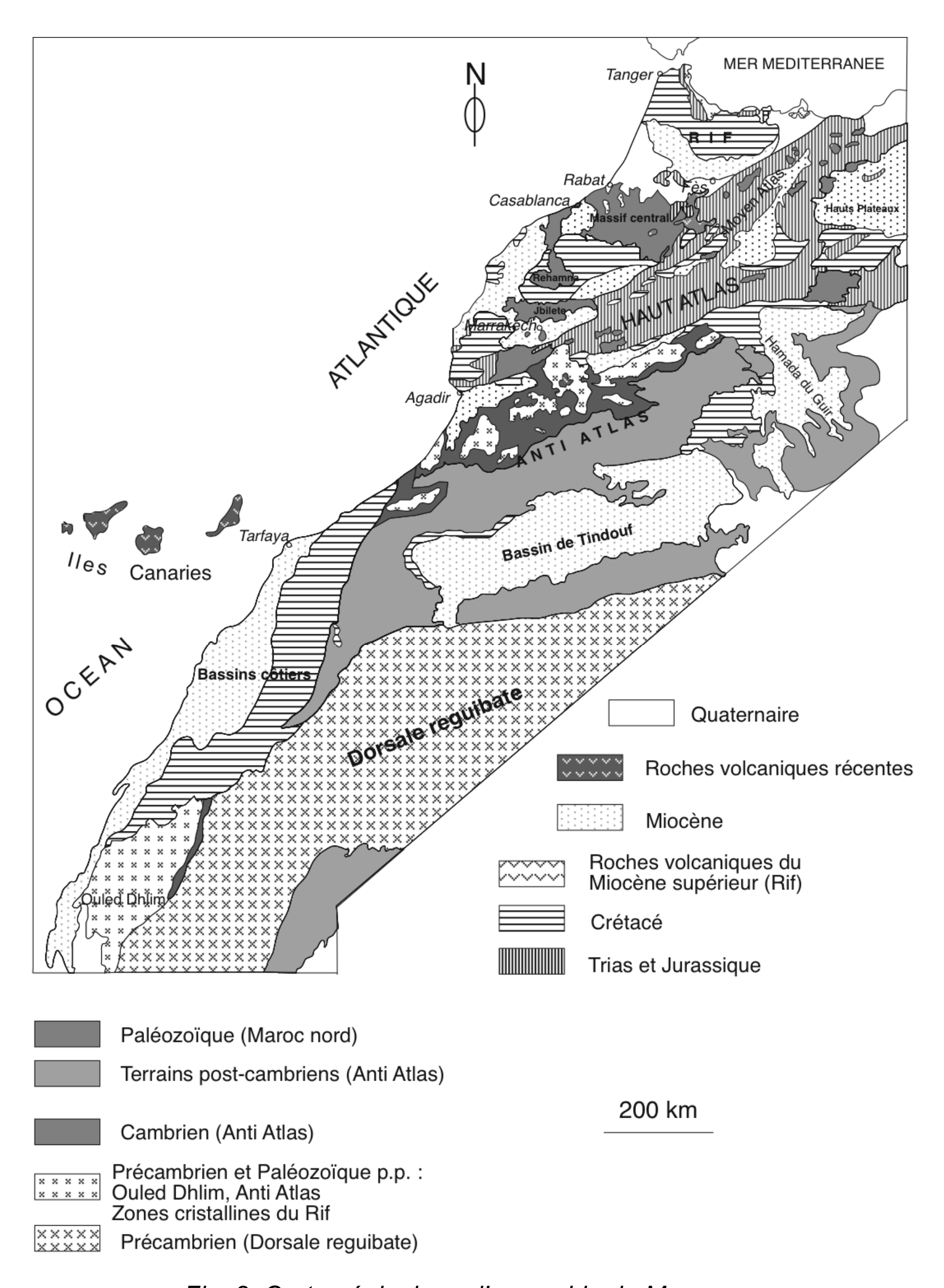


Fig. 2. Carte géologique d'ensemble du Maroc

Les plateaux de la Hamada de Tindouf (ou du Draa), constitués surtout de calcaires, dominent les terrains paléozoïques. Les rares oueds sont dirigés vers le centre de la cuvette de Tindouf.

Au nord de l'oued Draa, l'Anti Atlas est un large bombement parallèle au Haut Atlas qui apparaît souvent en arrière-plan. Sa partie occidentale et centrale s'élève à des altitudes moyennes de 2000 m. Les terrains précambriens affleurent au cœur de "boutonnières" entourées par des séries sédimentaires paléozoïques qui s'allongent en rides parallèles, orientées grossièrement WSW-ENE. Les deux plus importantes morphologiquement sont le jbel Bani et le jbel Ouarkziz. Des dépressions, les Feijas, sont occupées par des roches moins résistantes à l'érosion. A l'est du coude du Draa, au-delà de Zagora, l'Anti Atlas oriental est moins élevé ; il ne comporte plus que deux boutonnières de terrains anciens : les jbel Saghro et Ougnate et, à l'est du Tafilalt, il s'ennoie sous la Hamada du Guir. Sur son flanc nord, l'Anti Atlas central se raccorde morphologiquement au Haut Atlas par l'avancée du jbel Siroua. En dehors du Siroua, Anti Atlas et Haut Atlas sont séparés par un ensemble de dépressions formant le Sillon sud-atlasique, occupé par des calcaires et des épandages détritiques subhorizontaux.

1.1.2. Les Atlas

C'est le pays de la montagne et de la haute montagne, relativement bien arrosé où naissent les grands oueds atlantiques dont l'Oum-er-Rbia, l'oued Moulouya qui se jette en Méditerranée et ceux qui, comme le Ziz, se perdent dans les bassins endoréiques sahariens.

1.1.2.1. Le Haut Atlas

C'est l'élément morphologique le plus important du Maroc. Il sépare les plateaux et les plaines atlantiques, au nord et à l'ouest et le domaine saharien, au sud et au sud-est. Une très forte différence dans les précipitations, bien plus marquées sur le versant nord qu'au sud se remarque dans la présence, au nord, de forêts, anciennes et reboisées, qui contrastent avec la sécheresse du versant sud de la chaîne, protégé des vents d'origine atlantique.

Le Haut Atlas occidental culmine au jbel Toubkal à 4165 m. La partie la plus élevée du Haut Atlas occidental est constituée de terrains cristallins précambriens et paléozoïques. Sa couverture mésozoïque plissée apparaît à l'ouest avec les couches tendres du couloir d'Argana et les calcaires des Ida-ou-Tanane. On retrouve une couverture plissée à la limite nord du Haut Atlas occidental, d'Imi n'Tanoute à Amizmiz et au sud, entre le massif du Tichka et la plaine du Souss.

Le Haut Atlas central, du Tizi n'Tichka à la vallée de l'oued Ziz, est occupé presque exclusivement par les séries mésozoïques plissées. Des massifs de roches basiques affleurent dans la région d'Imilchil. La morphologie du Haut Atlas central est dominée par des zones tabulaires, à 2000 m d'altitude, comme le "Plateau des Lacs", séparées par des rides où culminent le jbel Mgoun (4071 m) et le jbel Azourki (3685 m).

Au-delà de la vallée de l'oued Ziz, le Haut Atlas oriental élève ses plus hauts sommets à sa bordure nord, comme au jbel Ayachi (3760 m) qui domine la dépression de Midelt. La chaîne est traversée par la route de Fès à Rachidia qui emprunte le Tizi n'Talrhemt (2000 m) puis la vallée du Ziz. Au-delà, les terrains anciens réapparaissent dans les boutonnières en cuvette comme celle

du Tamlelt. L'aridité s'accroît vers l'est et le paysage est, comme dans l'Atlas algérien, la steppe à alfa.

1.1.2.2. Le Moyen Atlas

Le chaînon moyen atlasique se sépare du Haut Atlas dans la région de Beni-Mellal et il s'étend en direction du nord-est jusqu'à Taza. La bordure nord-occidentale est boisée avec des chênes-verts et, au-dessus de 1600 m, des cèdres, mais dans la bordure sud-orientale, beaucoup plus aride, le chêne-vert cède la place à l'alfa.

Le Moyen Atlas regroupe deux entités structurales différentes :

- le "Moyen Atlas tabulaire", au nord-ouest. C'est le Causse calcaire, des plateaux karstiques à 1800-2000 m d'altitude, parsemés de cônes volcaniques et de coulées récentes ;
- le "Moyen Atlas plissé", au sud-est. Des cuvettes synclinales sont séparées par des lignes de crêtes où s'individualisent les plus hauts sommets : jbel Tichoukt (2796 m), jbel Bou-Iblane (3190 m) et jbel Bou-Naceur (3340 m).

1.1.3. Le Maroc atlantique

Entre l'océan Atlantique, le Haut Atlas, le Moyen Atlas et le Rif, ce domaine géographique forme un quadrilatère où on distingue des ensembles morphologiques et géologiques.

1.1.3.1. Les massifs et les plaines du Maroc central

L'élément majeur est le Massif Central. C'est un ensemble dissymétrique, dont l'altitude moyenne s'élève vers le sud-est, en direction du Moyen Atlas, le point culminant étant atteint au jbel Mtourzguène avec 1627 m. Les pluies y sont suffisamment abondantes (500 mm par an) pour qu'y subsistent des forêts, souvent dégradées, de chênes verts. Ce massif est constitué de roches sédimentaires plissées, plus ou moins métamorphisées et de granitoïdes d'âge paléozoïque. Plus au sud, les Rehamna et les Jbilete sont d'autres massifs paléozoïques, moins élevés (700 m pour les Rehamna, 1000 m pour les Jbilete), mais plus arides. Tous ces terrains émergent de plaines, par exemple le Plateau des Phosphates dont le substratum mésozoïque et cénozoïque est resté tabulaire.

1.1.3.2. La plaine côtière

Elle s'étend entre l'Atlantique et l'ensemble des massifs et plaines du Maroc central. Le relief est plat, sauf à l'extrême sud. Au nord, la Chaouia montre des dépôts principalement récents avec des sols argileux sombres ("tirs"). Les séries paléozoïques n'affleurent que dans les vallées des oueds côtiers et dans celle de l'Oum-er-Rbia, où elles servent d'ancrage à plusieurs barrages hydroélectriques. Les Doukkala prolongent au sud la Chaouia. Le substratum ancien n'y affleure pas sauf, très localement, à El Jadida. Des calcaires mésozoïques sont souvent recouverts par d'anciennes dunes consolidées. Dans les Abda et, plus au sud, les Chiadma, la plaine côtière se rétrécit et les collines des Haha sont, à 600-800 m d'altitude, le contrefort du Haut Atlas.

1.1.3.3. Les dépressions périphériques

Au nord, un ensemble déprimé sépare, sur une largeur de quelques dizaines de kilomètres, de Rabat à Meknès, Fès et Taza, le Massif Central et le Rif. Les dépôts, marneux et

calcaires, marins et lacustres, portent des sols rouges ("hamri") que le volume annuel des précipitations (500-600 mm) rend fertiles sans irrigation.

Les plaines du Haouz, entre Jbilete et Haut Atlas, et de Bahira-Tadla, entre Rehamna et Haut Atlas, sont comblées de dépôts alluviaux issus surtout de l'Atlas et très arides, mais l'irrigation peut cependant y créer des périmètres très fertiles.

1.1.4. Le Maroc oriental

Ce domaine est limité au nord et à l'ouest par le Rif et le Moyen Atlas, au sud par le Haut Atlas, et il s'ouvre à l'est sur l'Algérie. Les précipitations d'origine atlantique sont bloquées sur les pentes occidentales du Moyen Atlas; aussi, le Maroc oriental est une région aride, avec une pluviosité annuelle inférieure à 300 mm. Ce plateau d'un millier de mètres d'altitude prolonge les hauts-plateaux algériens. La couverture tabulaire mésozoïque est accidentée par quelques bas massifs paléozoïques (Debdou, Mekkam, Jerada, etc.) et par un sillon récent où s'est logé la vallée de l'oued Moulouya.

1.1.5. Le Rif

Cet arc montagneux, à convexité orientée vers le centre du Maroc, borde la Méditerranée. On y distingue plusieurs sous-régions :

1.1.5.1. La Haute Chaîne

Sur la côte méditerranéenne, un liseré assez réduit en largeur est constitué de terrains cristallins anciens qui plongent sous la mer au long d'une côte rocheuse. Cette bande étroite est dominée par la Dorsale calcaire, prolongée dans les Bokkoya. La ville de Tetouan occupe la cluse de l'oued Martil qui coupe à angle droit la ligne de crêtes. Au sud-est de la dorsale se trouve le jbel Tidirrhine (2452 m), le point culminant du Rif. Dans l'ensemble, la Haute Chaîne est bien arrosée, avec des précipitations supérieures à 1000 mm par an, ce qui permet l'installation de forêts de chênes et de cèdres. Vers l'est, cependant, l'altitude diminue et les précipitations sont moins abondantes. L'ensemble est drainé par l'oued Ouerrha et ses affluents.

1.1.5.2. Le Moyen Rif

C'est un domaine moins élevé, autour des villes de Ouezzane et de Chefchaouène. Le substratum est formé surtout de schistes et de marnes. L'altitude moyenne est de 800 à 900 m, mais quelques massifs (jbel Sougna, Rhesana, Outka), constitués de terrains plus résistants, dépassent 1600 m d'altitude. Comme la Haute chaîne, cette région est bien arrosée ; elle est drainée par l'oued Loukkos.

1.1.5.3. Le Prérif

Les collines du Prérif, constituées principalement de marnes et d'argiles montrent des reliefs mous sauf au sud, dans les Rides prérifaines, où le jbel Zerhoun, avec ses 960 m, domine la plaine de Meknès.

1.1.5.4. Le Gharb

C'est une plaine alluviale, comblée sur une grande épaisseur par des limons récents amenés du Moyen Atlas par l'oued Sebou et du Rif par l'oued Ouerrha. Les sols, très riches, sont bien exploités grâce à l'irrigation.

1.2. Les étapes de l'exploration géologique du Maroc

1.2.1. Les anciennes exploitations minières

Comme ailleurs, la recherche des substances minérales utiles a précédé les études purement géologiques. Au Moyen-âge, succédant sans doute à des travaux plus anciens, des mines étaient en exploitation ; au jbel Aouam, dans le Massif central, on extrait du minerai de fer au cours de la première moitié du douzième siècle. Au début du seizième siècle, de l'argent provient du massif ancien du Haut Atlas et du cuivre de l'Anti Atlas central. L'expansion portugaise du seizième siècle coincide avec un essor important de la prospection et de l'exploitation minière et, en 1579, le sultan Moulay Ahmed négocie la vente de 4000 quintaux de cuivre.

1.2.2. Le début de l'exploration géologique

Au dix-neuvième siècle, plusieurs expéditions pénètrent au Maroc et, au prix de grandes difficultés, parviennent à y réaliser quelques observations, d'abord au nord du pays, de Tanger à Tetouan (COQUAND, 1847), puis dans le Haut et l'Anti Atlas. En 1889, THOMSON pénètre au cœur de l'Atlas ; il décrit le Massif ancien comme une île dans la mer crétacée puis les grès rouges du Nfis, déposés dans un lac de montagne, eux-mêmes plissés, individualisant ainsi, dès cette époque, les mouvements hercyniens puis atlasiques.

Au début du vingtième siècle, le mouvement de recherche s'accélère. Entre 1901 et 1907, BRIVES parcourt, du Gharb à l'Atlas, à peu près tout le Maroc occidental dont il donne une description en 1909. LEMOINE traverse les mêmes régions en 1904 et il complète les coupes de BRIVES. GENTIL, enfin, à partir de 1904, sillonnera pratiquement tout le Maroc, y compris les territoires non soumis à l'administration centrale. Il résume ses conceptions en 1920 dans une carte géologique au 1/500.000.

1.2.3. Les grandes monographies

A partir des travaux de leurs devanciers, mais avec des conditions de travail bien moins périlleuses, une équipe de géologues, rattachés pour la plupart au jeune Service des Mines, s'attache ensuite à la cartographie des grandes régions à une échelle plus précise, souvent au 1/200.000: les Jbilete (BARTHOUX, 1924), le pays Zaër (LECOINTRE, 1926), le Maroc sud-occidental (ROCH, 1930), l'Atlas de Marrakech (MORET, 1931), le Maroc oriental (RUSSO, 1926), le Prérif (DAGUIN, 1927). A la même époque, d'autres explorent le Sahara. Par la suite sont étudiés le Moyen Atlas et le Massif Central (TERMIER, 1936), le Haut Atlas et l'Anti Atlas (NELTNER, 1938), le Rif (LACOSTE, 1934; FALLOT, 1937), les Rehamna et le Maroc atlantique (GIGOUT, 1951). Parallèlement, l'œuvre cartographique de CHOUBERT et de son équipe s'exprime dès 1952 par la très belle carte géologique du Maroc au 1/500.000.

1.2.4. Les travaux modernes.

Alors que se poursuivent et s'affinent les travaux des stratigraphes et paléontologues du Ministère des Mines et d'autres services techniques, des équipes universitaires continuent l'inventaire. La progression des travaux est accélérée par le Plan national de Cartographie (PNCG) et désormais le Maroc, pratiquement dans son ensemble est cartographié. On mesure ainsi le chemin parcouru en quelques dizaines d'années.

2. LE MAROC SAHARIEN

2.1 L'Afrique stable : le craton Ouest-africain

Au Nord-Ouest de l'Afrique, le craton Ouest-africain (Fig. 3 et DALLMEYER et LECORCHE, 1991) est constitué de terrains cristallins précambriens, les boucliers de Léo et Reguibate, et de leur plate-forme non déformée, à remplissage essentiellement paléozoïque, les bassins de Taoudenni et de Tindouf. Autour du craton se moulent des chaînes fini- précambriennes, dites pana- -fricaines, dont celle du sud du Maroc dans l'Anti Atlas, et celle du Sahara occidental, terminaison septentrionale des Mauritanides. Au Maroc, ces chaînes panafricaines sont reprises, de façon plus ou moins intense, à la fin du Paléozoïque, dans le cadre de l'orogenèse hercynienne.

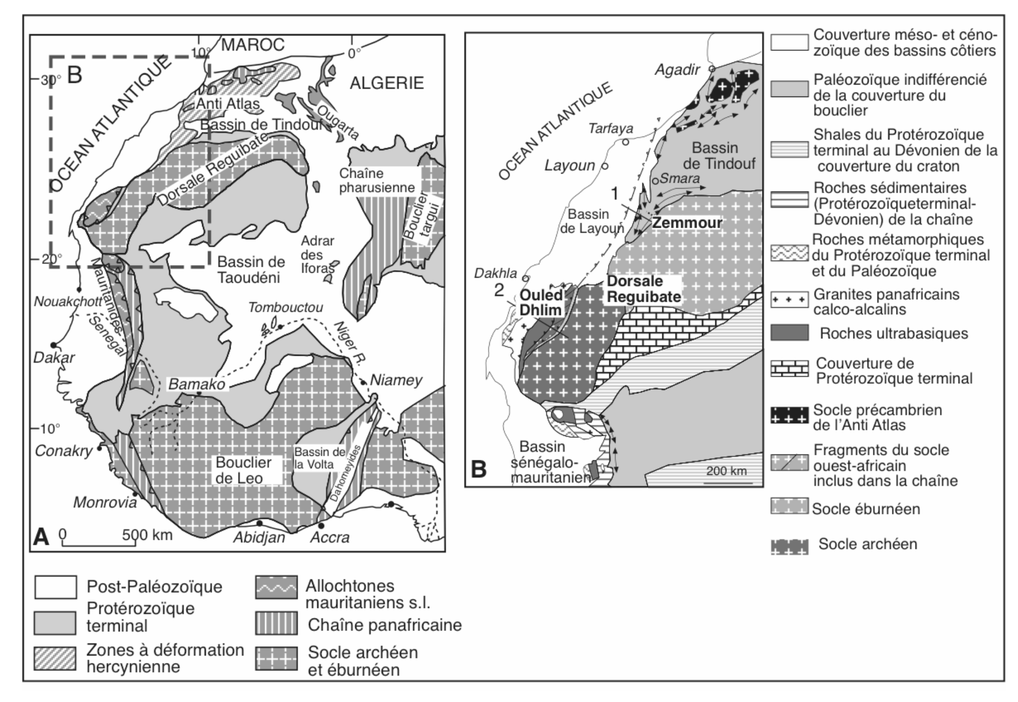


Fig. 3. Le Maroc saharien

A. Carte du craton Ouest-africain, avec localisation de la figure B

B. Carte du Sahara occidental, avec localisation des coupes (1, 2) de la figure 5

211. La Dorsale reguibate

La Dorsale reguibate affleure à l'extrême sud du Maroc et elle s'étend plus largement sur les territoires mauritanien et algérien (Fig. 3 A,B). Sous des dépôts récents : regs, dunes, sebkha ou hamada, cette région montre des terrains cristallins anciens, surtout des roches métamorphiques de haut degré, gneiss, cipolins, amphibolites et migmatites, séparées par des granitoïdes.

La partie occidentale du bouclier reguibate est composée de terrains archéens : migmatites et quartzites ferrugineux, alors que la partie centrale et orientale contient des roches moins métamorphiques et des granitoïdes éburnéens (ROCCI et al., 1991). Le groupe lithostratigraphique le plus caractéristique du domaine occidental est composé d'anciens niveaux ferrugineux alternant avec des lits siliceux qui ont subi un métamorphisme souvent catazonal. Ce métamorphisme, daté à environ 3100 Ma, est contemporain du développement d'une foliation parallèle au litage sédimentaire. Les structures kilométriques sont des dômes qui résultent de phénomènes diapiriques. Plus à l'est, on rencontre des séries volcano-sédimentaires (Birrimien I d'Algérie et de Mauritanie) plissées et métamorphisées avant le dépôt des formations détritiques du Birrimien II. Le Birrimien II a subi un événement tectono-métamorphique à environ 2040 Ma et les granites intrusifs dans la série se seraient mis en place entre 1970 et 1755 Ma. C'est l'orogenèse éburnéenne.

A l'issue de cet épisode orogénique, le bouclier est définitivement stabilisé; il n'est pas affecté par l'orogenèse panafricaine que nous verrons plus bas développée dans ses zones périphériques, et les terrains de sa couverture paléozoïque, parfois épais, sont tabulaires et horizontaux.

2.1.2. La plate-forme de Tindouf

2.1.2.1. La série paléozoïque au sud de Tindouf

Le bassin de Tindouf se présente sous une forme allongée WSW-ENE sur plus de 800 km de longueur. Ses séries paléozoïques, incomplètes à sa base, reposent directement sur le socle cristallin reguibate et peuvent atteindre jusqu'à 10 km d'épaisseur. Elles affleurent principalement le long des bordures du bassin et sont recouvertes dans toute la partie centrale par les formations récentes du Crétacé de la Hamada.

C'est un bassin non déformé de forme asymétrique. Au long de sa bordure sud, les couches présentent un très léger pendage (1 à 2°) vers le nord tandis que, au nord, à la bordure méridionale de l'Anti Atlas elles sont un peu plus basculées vers le sud, avec des pendages moyens de 15° (Fig. 4). Le contraste est grand avec les séries paléozoïques plus déformées de l'Anti Atlas au nord de la plate-forme de Tindouf et celles du Zemmour plus à l'ouest, auxquelles la séquence de Tindouf passe, en transition rapide, sur quelques dizaines de kilomètres.

a- Ordovicien (le Cambrien n'est représenté que sur le flanc nord, dans l'Anti Atlas) : grès et microconglomérats du Groupe de Garat-el-Hamoueid, épais ici de 0 à 60 m. Ils plongent très légèrement au nord et, d'après les données géophysiques, leur profondeur atteindrait 6 000 m sous le cœur du bassin de Tindouf. Ils réapparaissent au nord, dans la couverture de l'Anti Atlas, où ils forment le Groupe du Second Bani, de l'Ordovicien supérieur ;

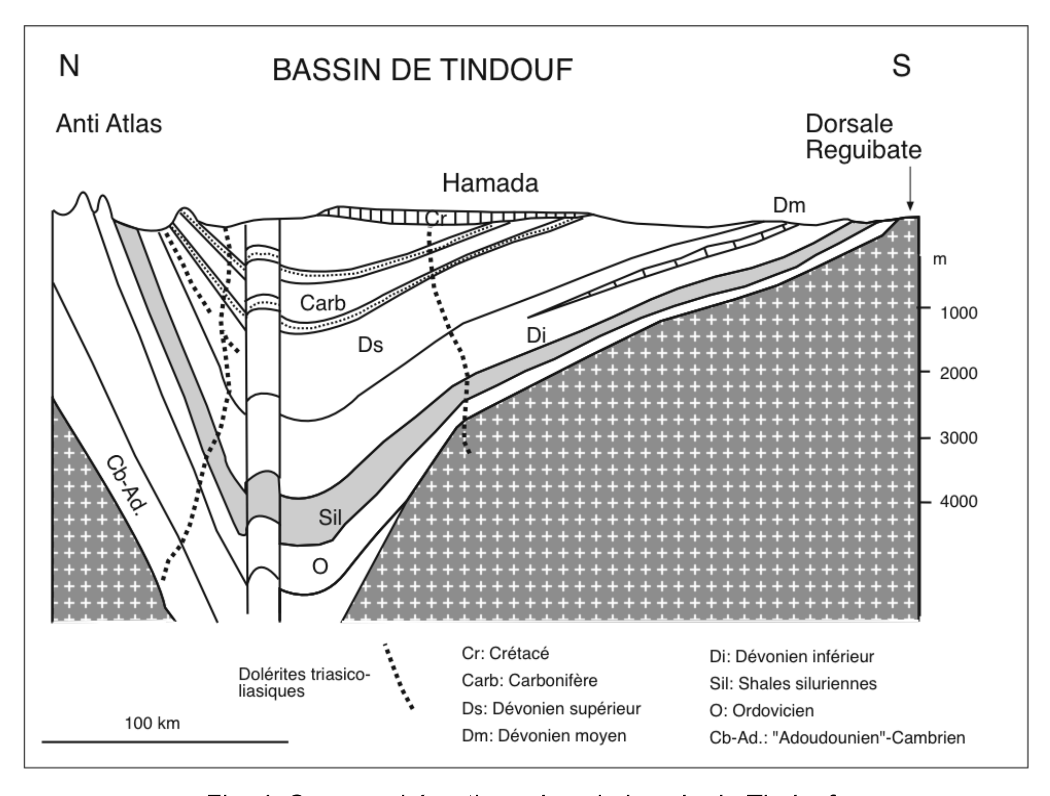


Fig. 4. Coupe schématique dans le bassin de Tindouf

b- Silurien : Les faciès sont argileux puis carbonatés, à nombreux graptolites. Les roches sont parfois directement posées sur le socle ;

c- Dévonien

+ Dévonien inférieur : 200 m d'épaisseur, surtout gréseux dans la falaise de Dalaat-ad-Dmyia. Des niveaux de fer oolitique sont localement très abondants dans les couches transgressives, comme celles de l'Emsien terminal de Gara Djebilet en Algérie ;

+ Dévonien moyen : 200 m environ, schisto-gréseux puis marno-calcaire, avec des bancs à polypiers ;

+ Dévonien supérieur : 200 à 300 m d'épaisseur. Les faciès, argiles violacées et gypse, révèlent une tendance régressive. La série s'achève par un conglomérat famennien.

d- Carbonifère

+ Strunien : 100 m de matériel détritique fin, marin à *Spirifer*.

+ Tournaisien calcaréo-gréseux à *Spirifer tornacensis* et *Syringothyris cuspidata*. Les épaisseurs s'accroissent vers l'est et passent de 50 m au Maroc à 100 m en Algérie ;

+ Viséen inférieur et moyen calcaréo-gréseux et argilo-marneux avec des niveaux de grès grossiers à laminations obliques. Dans les niveaux fins apparaissent des goniatites (*Munsteroceras cf. subglobusum*). L'épaisseur de l'ensemble passe de 90 m à l'ouest à 300 m à l'est ;

+ Viséen supérieur marno-gréseux puis calcaire ; c'est le "Calcaire carbonifère", à *Productus giganteus* et polypiers, qui marque le maximum de la transgression. A présent, les zones occidentales sont plus subsidentes que

les zones orientales, avec des épaisseurs respectives de 600 et 400 m ;

+ Carbonifère moyen. La régression s'effectue au Namurien en direction de l'est. Les niveaux continentaux sont rouges ou bariolés. Le Westphalien y a été daté, par *Neuropteris,* en sondage sous Tindouf.

2.1.2.2. Les dépôts récents

Ils seront étudiés plus loin, avec ceux de la bordure nord du bassin.

2.2. Les marges du craton

2.2.1. Le Sahara occidental et le Zemmour

Cette vaste région, aux confins du Maroc et de la Mauritanie, comprend (Fig. 3 B) :

- La chaîne cristalline des Ouled Dhlim, charriée sur le craton Ouest-africain par l'intermédiaire d'une mince bande de terrains parautochtones. C'est le chaînon le plus septentrional des Mauritanides ;
- Plus au nord, le Zemmour oriental subtabulaire et, à l'ouest, la chaîne plissée du Dhlou. C'est l'avant-pays mauritanien, relié en continuité à l'Anti Atlas occidental.

2.2.1.1. Les Ouled Dhlim.

La chaîne cristalline des Ouled Dhlim (Adrar Soutouf) est la zone la plus septentrionale des Mauritanides (ALIA MEDINA, 1949). Isolé du reste de la chaîne par la culmination de la Dorsale reguibate, ce chaînon est assez mal connu pour des raisons historiques. Il est constitué de séries métamorphiques qui ont été charriées vers l'est sur le craton Ouest-africain par l'intermédiaire d'une mince bande de terrains parautochtones paléozoïques (Ordovicien à Dévonien) (SOUGY 1962, ARRIBAS, 1968, SOUGY et BRONNER 1969). Des études préliminaires (LECORCHE et al., 1991) ont permis d'y distinguer plusieurs unités, empilées d'ouest en est. La synthèse de VILLENEUVE (2005), prenant en compte l'ensemble des Mauritanides, y reconnaît, aussi, un empilement d'unités allochtones, énumérées d'est en ouest, du craton vers la chaîne (Fig. 3B, 5, coupe 2) :

- un avant-pays constitué du socle Ouest-africain et de sa couverture sédimentaire ;
- une unité parautochtone constituée de roches sédimentaires et volcaniques surtout paléozoïques ;
- une unité comprenant des roches ophiolitiques et métamorphiques pan-africaines, et des ensembles sédimentaires et volcano-sédimentaires paléozoïques ;
- un ensemble de granites et de rhyolites calco-alcalins correspondant à une marge active panafricaine surmonté par sa couverture paléozoïque conservée dans des roches faiblement métamorphiques ou sédimentaires ;
- une unité allochtone supracrustale avec des rhyolites, des tufs et des roches métasédimentaires, toutes affectées par un métamorphisme hercynien.

Si l'on considère l'ensemble des datations radiométriques disponibles, il semble que l'on doive distinguer une phase orogénique « Panafricaine I », à 680-620 Ma, l'ouverture de fossés à la marge occidentale du craton à 600-590 Ma, et enfin un événement hercynien à 330-270 Ma.

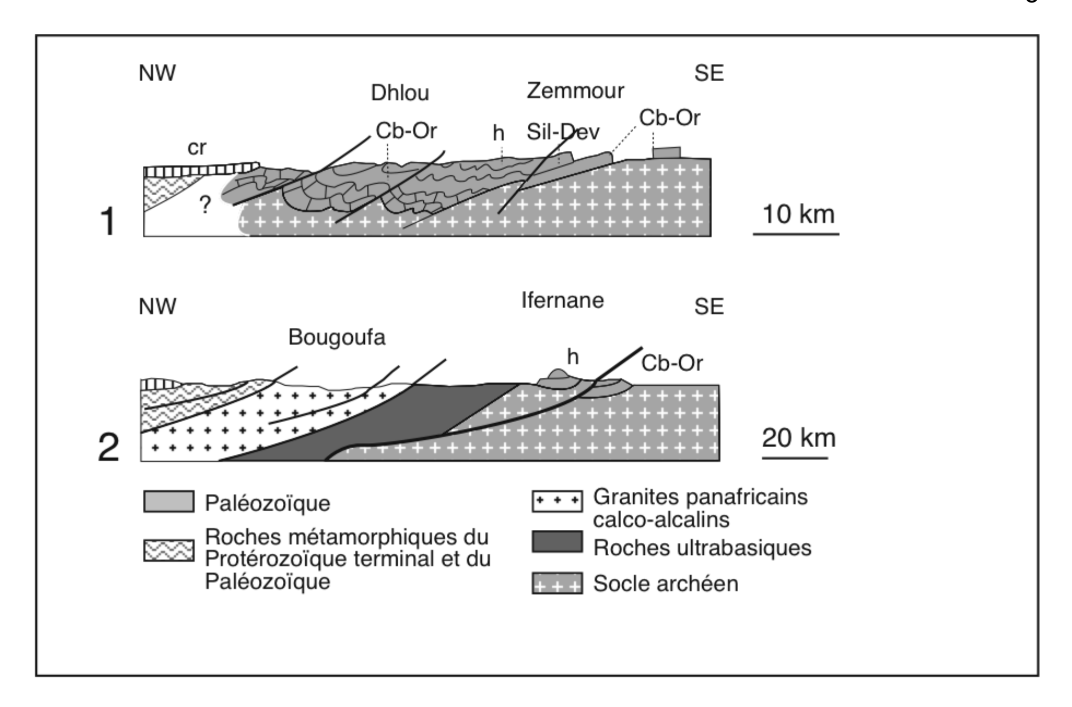


Fig. 5. Coupes dans le Sahara occidental (localisées sur la fig. 3)
1: Zemmour ; 2 : Ouled Dhlim

Sur le socle reguibate, la succession paléozoïque autochtone à parautochtone est la suivante:

- conglomérats et grès ravinants et tillites de l'Ashgill inférieur ;
- argiles sombres et calcaires à *Scyphocrinus* et orthocères du Silurien ;
- shales et calcaires à crinoïdes, trilobites et ostracodes, siltites calcareuses à *Acrospirifer* du Dévonien.

Structuralement, du craton vers le front du charriage, c'est-à-dire d'est en ouest, les séries paléozoïques montrent des structures de plus en plus pénétratives : des plis NNE-SSW à axe horizontal et déversés à l'est dans les couches de l'Ordovicien supérieur et du Silurien, puis des plans de cisaillement dans les grès dévoniens et, finalement, des zones de mylonites au contact de la série allochtone. A l'intérieur de celle-ci, l'observation sur photographies aériennes suggère l'existence de structures probablement anciennes, semblables à celles qui affectent les terrains anciens autochtones, recoupées par les plans de cisaillement et les mylonites contemporains du charriage. Des structures cassantes, enfin, sont attribuées au rifting mésozoïque. On retrouverait la série autochtone au-delà de la klippe des Ouled Dhlim à l'ouest, en bordure du bassin côtier de La'Youne.

2.2.1.2. Le Zemmour

Les séries de couverture sont discordantes sur le socle précambrien ; au sud-ouest du Zemmour, les plus anciennes reposent directement sur les terrains cristallins.

a- Carbonates à stromatolites du groupe d'El Thlethyate, peut-être d'âge Protérozoïque terminal ;

b- Groupe d'Oumat el Ham.

Des grès ("Grès à scolites inférieurs"), reposant directement sur le socle ont fourni des fragments de *Fallotaspis (?),* et des calcaires à *Archeocyathus* ont été découverts, mais en position structurale incertaine. Au nord du Zemmour, une seconde formation transgressive repose, elle aussi, directement sur le socle. Elle est constituée de shales à graptolites du Tremadoc (*Adelograptus, Clonograptus*), de siltites à *Dictyonema* puis d'argiles et de calcaires lenticulaires à trilobites de l'Arenig. La troisième formation, celle des "Grès à scolites supérieurs", est de nouveau détritique. Le groupe est limité à son sommet par une surface érosive. Les épaisseurs augmentent fortement, passant de 150 m en moyenne dans le Zemmour oriental à 700 m dans le Dhlou (Zemmour occidental plissé).

c- Groupe de Garat-el-Hamoueid

Les terrains recouvrent une surface érosive d'origine glaciaire où les stries possèdent une orientation E-W. Les niveaux de base sont une tillite qui, vers le sommet, passe à des grès à façonnement aérien. L'épaisseur du groupe (0-200 m), est la plus grande à l'est où les terrains reposent directement sur le socle. Contrairement aux niveaux sous-jacents, l'épaisseur ne s'accroît pas dans le Dhlou où, par ailleurs, les caractéristiques glaciaires sont moins évidentes. Cette série azoïque est rattachée à l'Ashgill supérieur par comparaison avec l'Anti Atlas, où des niveaux semblables contiennent des faunes marines.

d- Silurien.

Il est représenté par des argiles et shales à graptolites (*Monograptus, Climacograptus*, *Diplograptus*) puis par des calcaires, parfois récifaux, à *Cardiola interrupta, Scyphocrinites elegans* et orthocères. L'épaisseur est d'environ 90 m. Là encore, elle n'augmente pas vers l'ouest ; par contre, elle s'accroît très nettement vers le nord, en direction de l'Anti Atlas.

e- Dévonien

La série, épaisse de plus d'un millier de mètres, est complète du Gédinnien au Frasnien et elle est aisément corrélée avec celle de l'Anti Atlas occidental. Le Dévonien inférieur est surtout schisto-gréseux, avec des niveaux de calcaires lumachelliques à brachiopodes. Les grès de Tighirt, eiféliens dans leur partie supérieure, contiennent des débris de plantes. Ils correspondent au quatrième Rich de l'Anti Atlas. Au Dévonien moyen, des barres à polypiers apparaissent dans une série marno-calcaire, avec de véritables biohermes. Le Dévonien supérieur est représenté par des siltites plus ou moins argileuses attribuées au Frasnien.

La chaîne plissée des Mauritanides n'est pas connue à cette latitude, mais le Zemmour présente les caractères d'une ceinture externe (Fig. 5, coupe 1). Comme dans l'autochtone des Ouled Dhlim, il existe un gradient de déformation d'est en ouest : à l'est, les minces terrains de couverture qui reposent sur le socle reguibate ne sont pas déformés. Par contre, la déformation se développe dans le Zemmour central, sur une bande d'une quinzaine de kilomètres de large; les plis, NNE-SSW, y sont à flanc E raide. A la frange occidentale du Zemmour, dans la zone du Dhlou, elle aussi d'une quinzaine de kilomètres de large, les plis sont plus serrés et des chevauchements vers l'est apparaissent, portant par exemple les dolomies protérozoïques sur les grès ordoviciens. Cette déformation n'est pas datée avec précision ; elle est postérieure aux derniers terrains affectés, d'âge dévonien, mais sa limite supérieure n'est pas connue.

222. *L'Anti Atlas*

La chaîne de l'Anti Atlas prolonge en continuité celle du Zemmour vers le nord. De l'embouchure du Drâa jusqu'au Tafilalt, elle s'étend en direction ENE-WSW sur plus de 700 km de long et environ 150 km de large (Fig. 3C, 6).

Au point de vue structural, c'est un vaste bombement anticlinal qui se prolonge au-delà, avec une direction NW-SE, dans la chaîne de l'Ougarta. Le long de son axe, cet anticlinal est érodé et les terrains anciens, précambriens, affleurent dans des boutonnières qui jalonnent l'Anti Atlas d'ouest en est ; les plus importantes, en superficie, sont celles du Bas Drâa, Ifni, Kerdous, Igherm, Zenaga, Bou Azzer, Saghro et Ougnate. D'ouest en est, le niveau d'érosion est de moins en moins profond ce qui traduit l'ennoyage progressif de la ride anticlinale vers l'est. Les terrains paléozoïques couvrent les flancs de l'Anti Atlas. Ils sont peu développés sur la bordure nord, le plus souvent faillée, qui domine les sillons sud-atlasiques ; par contre, ils s'étalent largement sur le flanc sud ; là, ils forment le Jbel Bani, monoclinal ou plissé, et la bordure septentrionale du bassin de Tindouf.

Leur faible déformation, la grande continuité des coupes et les parfaites conditions d'affleurement font de cette région un secteur privilégié pour les études stratigraphiques et paléontologiques du Paléozoïque inférieur et moyen.

2.2.2.1. Les terrains précambriens

Les terrains protérozoïques de l'Anti Atlas ont fait l'objet, dès le début du 20[ème] siècle, de plusieurs études géologiques basées sur des levés cartographiques appuyés ensuite par des datations isotopiques. Jusqu'aux années 1980, ces travaux ont abouti à classer les terrains précambriens de l'Anti Atlas en plusieurs unités lithostratigraphiques successives : "systèmes, séries, complexes, etc. (CHOUBERT, 1952, 1963). La subdivision classiquement adoptée était la suivante :

PI (Archéen et Paléoprotérozoïque), PII (Néoprotérozoïque) et PIII (Néoprotérozoïque terminal) à quoi s'ajoutait l'Adoudounien ou Infracambrien.

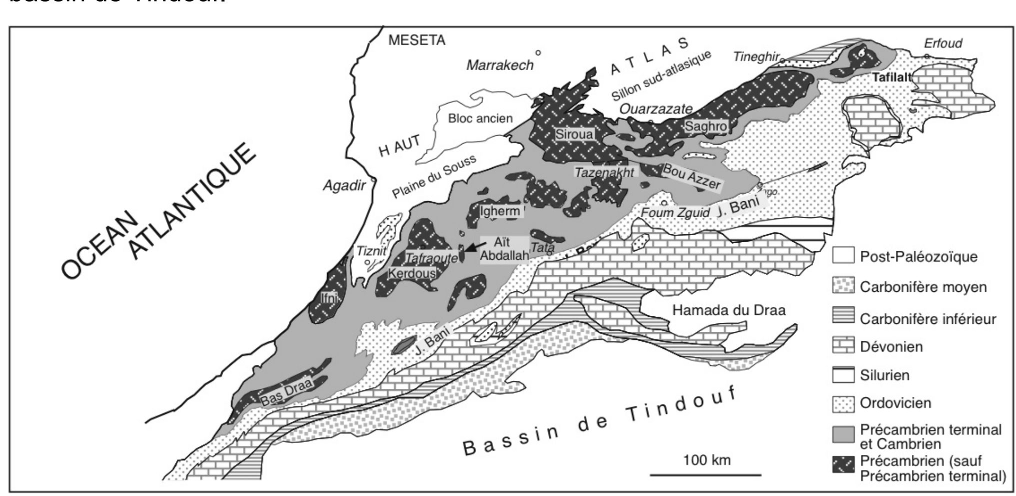


Fig. 6. Carte géologique schématique de l'Anti Atlas

Ces subdivisions souffraient de l'absence de datations précises, mais aussi du lien imprécis et souvent erroné établi entre le degré du métamorphisme des roches et leur âge, les séries les plus métamorphiques n'étant pas toujours les plus anciennes. Utilisant cette nomenclature, plusieurs reconstitutions géodynamiques basées sur l'établissement des unités litho-structurales et la nature et les relations mutuelles entre les roches intrusives et leur encaissant ont été proposées (CHOUBERT, 1963 ; LEBLANC, 1975 ; LEBLANC et LANCELOT, 1980 ; BILAL et DERRE, 1989 ; IKENNE et al., 1997 ; SAQAQUE et al., 1989a).

A partir des années 1990, à la suite du lancement du Plan National de Cartographie Géologique (PNCG) par le Ministère de l'Energie et des Mines, de nouvelles études ont été entreprises, s'appuyant notamment sur de nouvelles données géochronologiques, surtout les datations par U-Pb sur zircon (BGS, 2001; THOMAS et al, 2002 ; WALSH et al., 2002 ; GASQUET et al., 2004). Ces travaux adoptent dans leurs classifications la nomenclature en Supergroupes, Groupes et Formations recommandée par la Commission internationale de Stratigraphie. Pour l'instant, les études restent souvent ponctuelles, à l'échelle de telle ou telle boutonnière, et peu de modèles lithostratigraphiques synthétiques à l'échelle de l'Anti Atlas sont établis (THOMAS et al., 2004 ; GASQUET et al. 2005). On utilisera ici la nouvelle nomenclature tout en rappelant, chaque fois qu'il sera nécessaire, les équivalents dans l'ancienne classification, encore bien admise dans la littérature géologique de l'Anti Atlas.

Il ressort aussi bien des travaux anciens que récents que les terrains précambriens de l'Anti Atlas sont formés par deux grands ensembles distincts: i) un substratum ancien d'âge paléoprotérozoïque (~2Ga), structuré lors de l'orogenèse éburnéenne et ii) des terrains néoprotérozoïques associés au cycle panafricain (800 – 560 Ma).

Classiquement, les terrains précambriens de l'Anti Atlas se répartissent en deux domaines d'est en ouest: i) à l'ouest, un domaine cratonique caractérisé par l'affleurement du substratum protérozoïque et appartenant au craton Ouest-africain et ii) à l'est un domaine dit panafricain mobile où seuls les terrains néoprotérozoïques sont représentés à l'affleurement (CHOUBERT, 1963). Ces deux domaines sont séparés par l'Accident Majeur de l'Anti Atlas (AMAA) (CHOUBERT, 1947), grande suture panafricaine de direction WNW-ESE qui jalonne l'Anti Atlas central, de la partie sud du massif du Sirwa (Siroua) jusqu'à Zagora.

+ Le Paléoprotérozoïque et l'orogenèse éburnéenne

Initialement connu sous le nom de la « Série des Zenaga » et du « Kerdous » (Précambrien I de CHOUBERT), le substratum ancien de l'Anti Atlas affleure exclusivement à l'ouest de l'accident majeur de l'Anti Atlas (CHOUBERT, 1947 et Fig. 7). C'est un socle cristallophyllien (schistes, paragneiss, migmatites, dolérites, etc.), recoupé par des plutons granitiques et granodioritiques et affecté d'une foliation composite très localement horizontale.

Dans l'Anti Atlas central, le « complexe des Zenaga » (THOMAS et al., 2002) est constitué de schistes supracrustaux, de gneiss et de migmatites, recoupés par des plutons de nature calco-alcaline, tels la tonalite d'Asourg (2032 $\pm$ 7 Ma), la granodiorite d'Azguemerzi (2032 $\pm$ 5 Ma), et le granite de Tazenakht (2037 $\pm$ 9 Ma). Ces divers plutons recoupent une série

de schistes qui, peu métamorphiques au nord de la boutonnière, évoluent au sud-est vers des micaschistes à grenat et sillimanite renfermant des lentilles d'amphibolites. L'âge de l'encaissant, établi à partir de celui de zircons reliques dans les corps plutoniques (THOMAS et al., 2002), est estimé à 2 170 Ma. Cet encaissant métamorphique est affecté par une foliation générale d'âge éburnéen d'orientation E-W à NE-SW (ENNIH et al., 2001 ; SAIDI et al., 2001).

Le long de l'Accident Majeur de l'Anti Atlas, les affleurements paléo-protérozoïques sont rares. On les décrit uniquement dans la boutonnière de Bou Azzer-El Graara (CHOUBERT, 1963 ; LEBLANC, 1975). Dans le massif de Bougmane, des leptynites, gneiss, et amphibolites sont déformés et localement mylonitisés, probablement lors de la phase d'écaillages qui affecte cette zone de suture panafricaine (RAHIMI et al., 1999). Cependant, cette attribution basée uniquement par le simple degré de métamorphisme élevé est remise en cause par des datations dans le massif de Tazegzoute (753 ± 1 Ma pour les gneiss œillés et 752 ± 2.4 Ma pour les métagabbros associés). Ces âges néoprotérozoïques correspondent à ceux de la cristallisation du protolite magmatique.

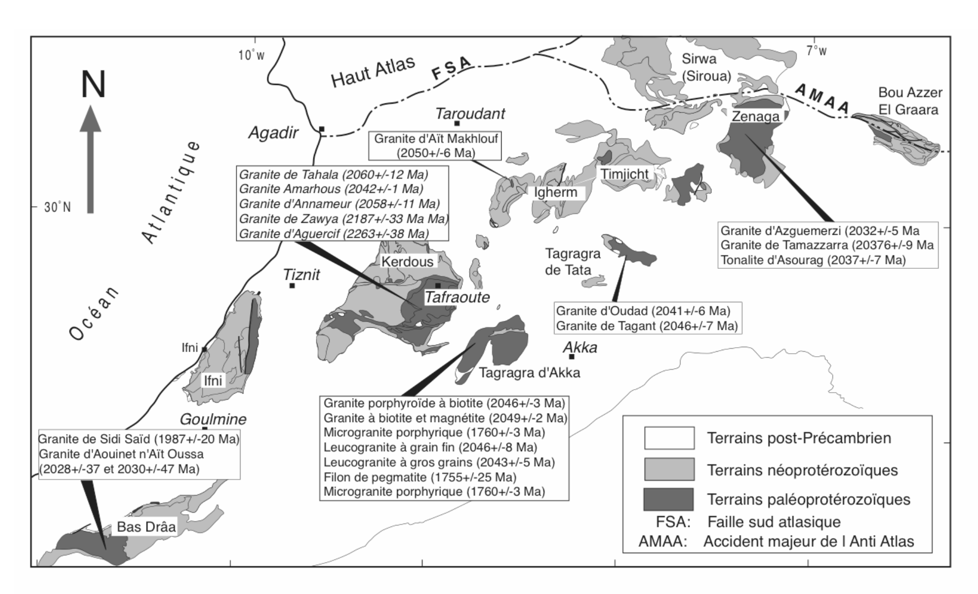


Fig. 7. Carte des affleurements éburnéens dans l'Anti Atlas avec les datations radiométriques des granitoïdes éburnéens

Plus à l'ouest, dans le massif du Kerdous, le « complexe du Kerdous » est un mélange de roches métamorphiques et magmatiques similaires (BGS, 2001a,b). Leur disposition est toutefois ici de forme concentrique, tout comme la foliation qui les affecte, suggérant une mise en place sous forme de dômes syn-métamorphiques (SOULAIMANI et PIQUE, 2004). De la périphérie au centre de cette structure on passe de roches de faible degré de métamorphisme, les schistes, phyllites et psammites d'origine turbiditique du Groupe de Had-n'Tahala (BGS, 2001a,b), aux gneiss et migmatites du Plateau de Tasserirt. Localement, des roches épimétamorphiques sont associées à des épisodes de métamorphisme rétrograde. Comme à Tazenakht, plusieurs plutons calco-alcalins ont livré un âge paléoprotérozoïque : le granite d'Amaghouz (2058 ± 1 Ma), le granite de Tahala (2060 ± 12 Ma) et celui d'Anammr (2058 ± 11 Ma) (BGS, 2001a). Une autre datation (U-Pb) du granite de Tahala, fixée à 2043 ± 1.8 Ma (BARBEY et al., 2004) écarte définitivement l'hypothèse émise antérieurement par les mêmes auteurs (NACHIT et al. 1996) de l'absence de roches paléoprotérozoïques ici.

Au SW du Kerdous, le massif de Tazerwalt (Tazeroualt) présente des formations précambriennes similaires. Le granite de Tazerwalt y est daté à 1 973 Ma par la méthode Rb-Sr.

On retrouve un substratum comparable un peu partout dans les autres boutonnières de l'Anti Atlas occidental. Dans la Tagragra de Tata, les granites de Targant (2046 ± 7 Ma) et d'Oudad (2041 ± 6 Ma) recoupent une séquence métavolcanique datée à 2072 ± 8 Ma. Notons que cette dernière datation est le seul âge direct clairement établi pour le substratum paléoprotérozoïque non plutonique de l'Anti Atlas (WALSH et al., 2002). L'encaissant des intrusions est formé de séquences turbiditiques métamorphisées dans le faciès schistes verts où s'intercalent des niveaux volcaniques affectés par une foliation ESE-WNW plan axial de plis isoclinaux faiblement plongeant (WALSH et al., 2002).

Dans la boutonnière d'Ifni, le socle paléoprotérozoïque est représenté par le seul granite d'Alouzad (JEANNETTE et al., 1981), non encore daté par U-Pb, et dont les roches encaissantes ne sont que ponctuellement représentées à l'affleurement.

Dans la boutonnière du Bas Drâa, les granites d'Aouinat Aït Oussa et de Sidi Saïd qui recoupent un encaissant schisteux et gneissique ont livré des âges compris entre 1987 et 2020 Ma. Selon la même méthode U-Pb sur zircons, des âges similaires sont attribués au granite d'Aït Makhlouf à Igherm (2050 ± 6 Ma : AIT MALEK et al., 1998) et aux granites calco-alcalins peralumineux dans la Tagragra d'Akka (2047 Ma : GASQUET et al. 2004).

Tous ces terrains anciens sont recoupés par un réseau complexe de dykes de méta-dolérites dont certains sont à associer au magmatisme paléoprotérozoïque comme l'atteste leur datation à 2040 ± 6 Ma dans la Tagragra de Tata (WALSH et al., 2002). De même, des pegmatites et granites leucocrates à muscovite et tourmaline recoupent localement les granitoïdes anatectiques et livrent, sur des muscovites, des âges Rb-Sr dispersés entre 1860 et 1500 Ma (CHARLOT, 1978 ; CAHEN et al. 1984 ; SOULAIMANI et PIQUE, 2004).

Il faut en outre souligner que des microgranites porphyriques et des pegmatites associées à des filons basiques sont datés dans la Tagragra

d'Akka à 1760 Ma par U-Pb sur zircons (GASQUET et al., 2004). Ces auteurs associent ces roches du Paléo-protérozoïque terminal à des manifestations magmatiques cachées, peu représentées dans les autres boutonnières de l'Anti Atlas.

On retiendra de ce survol que les terrains cristallins les plus anciens de l'Anti Atlas sont presque exclusivement des granitoïdes pour lesquels les âges radiométriques U-Pb indiquent une mise en place légèrement antérieure à 2000 Ma. Localement, des études Rb-Sr livrent des valeurs plus jeunes, suggérant ainsi une ou des reprises thermiques postérieures. Il ne fait donc pas de doute que la croûte considérée a subi une mobilisation qui correspond par son âge à l'orogenèse éburnéenne. Cependant, beaucoup de travail reste encore à accomplir pour cerner les aspects structuraux de cette orogenèse et, *a fortiori*, en délimiter les caractéristiques géodynamiques.

+ Le Néoprotérozoïque et l'orogenèse panafricaine (le Supergroupe de l'Anti Atlas)

Dès le début du Néoprotérozoïque, une dislocation fragmente la bordure nord du craton Ouest-africain. A ce stade de rifting sont associées trois séquences synchrones qui s'intègrent dans le cadre de l'évolution du cycle panafricain et traduisent sa paléogéographie et son contexte géotectonique: i) les dépôts de plateforme cratonique à l'ouest et au centre ; ii) la croûte océanique représentée dans les vestiges d'un complexe ophiolitique qui jalonne l'AMAA ; iii) les formations volcano-sédimentaires de bassins océaniques dans l'Anti Atlas central et oriental, associées ou non à des roches d'arcs témoins de subductions océaniques (Fig. 8).

-a. Les dépôts de marge passive (Groupe de Taghdoute)

Les roches de ce groupe forment les principaux reliefs résiduels qui caractérisent les boutonnières de l'Anti Atlas central et occidental. Il s'agit d'une pile calcaréo-quartzitique de plusieurs milliers de mètres d'épaisseur connue sous le nom du « *Système des Calcaires et des Quartzites* » (NELTNER, 1938 ; CHOUBERT, 1952), ou « *Précambrien II*[2] » (CHOUBERT et FAURE-MURET, 1970) ou encore « *PII inférieur* » (LEBLANC, 1975). Le contact de ces formations avec le socle éburnéen parfaitement pénéplané est dans la plupart des cas d'ordre tectonique, souvent matérialisé par des plans de cisaillement sub-horizontaux ou verticaux, et rarement discordant comme c'est le cas au Tizi n'Taghatine. Les terrains, toujours plissés, sont souvent en affleurements chaotiques, surtout dans l'Anti Atlas occidental, sans doute à la suite à d'effondrement ultérieurs. On les retrouve aussi, le long de l'AMAA, en écailles et lambeaux isolés au sein d'un système de chevauchements panafricains.

Là où elles affleurent, ces séries sont intimement liées à des roches volcaniques basiques tholéitiques injectées sous forme de sills concordants, de laves ou de réseaux filoniens (CHOUBERT et FAURE-MURET, 1973 ; HAFID et al., 2001 ; EL AOULI et al., 2001).

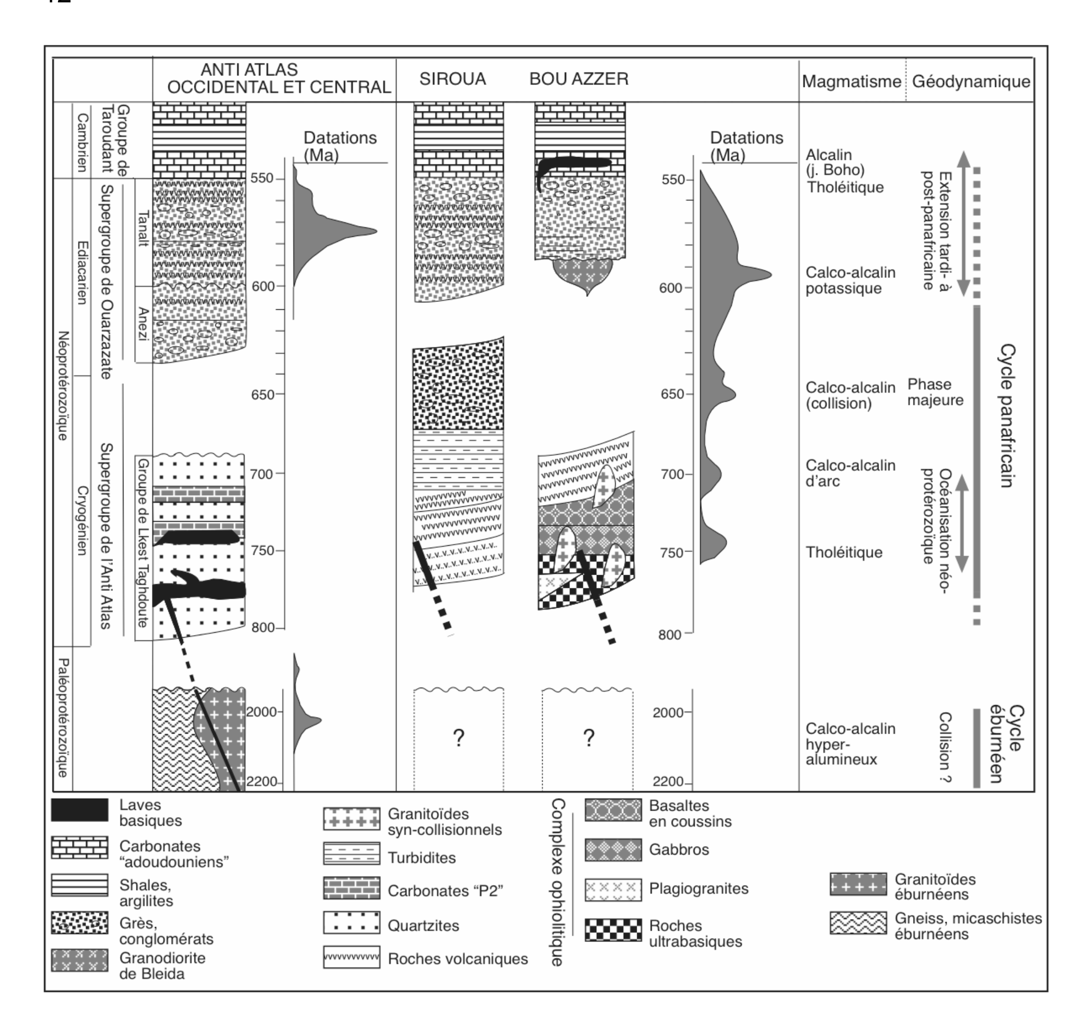


Fig. 8. Les événements tectoniques au Précambrien dans l'Anti Atlas

Dans l'Anti Atlas occidental, au nord du Kerdous, le Groupe des Calcaires et des Quartzites, nommé ici *Groupe du Jbel Lkest* (BGS, 2001a,b), forme une série, épaisse de 2000 à 3000 m au Jbel Lkest, qui montre des variations latérales importantes. Son contact cisaillant sur le socle éburnéen est sans doute une ancienne discordance réutilisée ultérieurement en zone de détachement décrochevauchante dextre (SOULAIMANI et PIQUE, 2004). C'est un ensemble détritique avec des siltites, des grès pélitiques, des conglomérats et surtout des puissants niveaux quartzitiques comme ceux du jbel Lkest. Ceux-ci sont d'anciennes arénites, très matures, dont le matériel est probablement issu du bouclier africain. Au sein de ces quartzites, des intrusions basiques de dolérites et de gabbros se sont mises en place sous forme de sills et de laccolites plus ou moins concordants avec le litage sédimentaire (*Suite de Toudma* : BGS, 2001a,b). Leur affinité géochimique est tholéiitique. Dans le

reste de l'Anti Atlas occidental des quartzites épicontinentaux plus ou moins puissants, souvent plissés, se présentent en affleurements disparates dans l'extrême sud-ouest de la boutonnière du Bas Drâa (CHOUBERT et FAURE-MURET, 1969), dans les massifs d'Ida ou Zekri et d'Ida ou Zedoute dans la boutonnière d'Irherm (CHOUBERT et FAURE-MURET, 1973), et dans les boutonnières d'Ifni (JEANNETTE et al., 1981), d'Aït Abdellah et d'Alma. C'est dans ces régions qu'a été définie la série d'Ourty, association de vulcanites basiques, de calcaires et de schistes séréciteux, recouvrant le système des quartzites (CHOUBERT et FAURE-MURET, 1973).

Dans l'Anti Atlas central, à l'ouest des Zenaga, la coupe du Tizi n'Taghatine (NELTNER, 1938) montre plusieurs milliers de mètres de quartzites autochtones qui reposent directement sur le socle éburnéen. Des calcaires souvent stromatolitiques s'y intercalent. Ces faciès, aisément corrélables avec ceux décrits plus à l'ouest, témoignent d'un stade juvénile de l'installation d'une marge continentale en extension (BOUOUGRI et SAQUAQUE, 2004). Le long de l'AMAA, le Groupe des Calcaires et des Quartzites affleure de façon discontinue, en lambeaux allochtones peu épais, depuis le massif du Sirwa (Siroua) jusqu'à la boutonnière de Bou Azzer-El Graa (CHOUBERT, 1963 ; LEBLANC, 1975 ; LEBLANC et MOUSSINE-POUCHKINE 1994 ; BOUOUGRI et PORADA, 2002). Dans le chaînon de N'kob (massif du Siroua), ces dépôts enregistrent une plus grande instabilité tectono-sédimentaire et ils témoignent d'un stade plus mature de l'évolution d'une marge continentale (EL BOUKHARI et al., 1991 ; BOUOUGRI et SAQUAQUE, 2000). Là aussi, un important réseau filonien doléritique à composition de tholéites continentales accompagne cette activité extensive (HAFID et al., 2001). Ces manifestations sont datées à 787±10 Ma (CAHEN et al., 1984) et attribuées à la *Suite d'Ifzwane* (THOMAS et al., 2002, 2004).

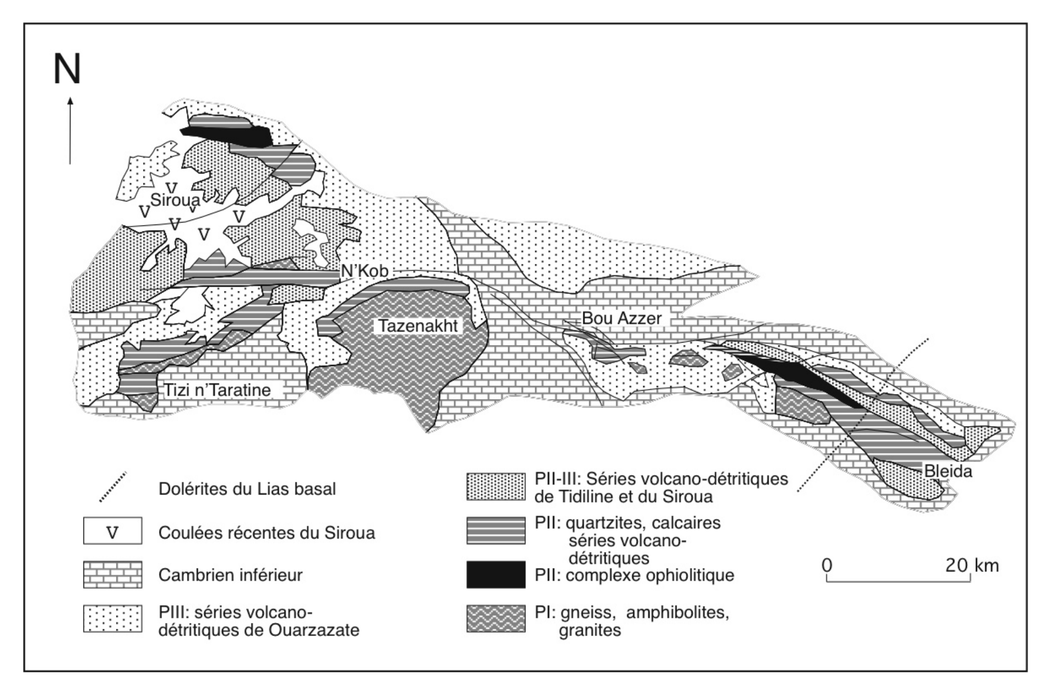


Fig. 9. Carte de la chaîne panafricaine du Siroua et de Bou Azzer

-b. Le Groupe de Bou Azzer et l'océanisation néoprotérozoïque

Le long de l'AMAA, des lambeaux ophiolitiques sont emballés au sein des séries volcano-sédimentaires et des plutons basiques à intermédiaires (CHOUBERT, 1947 ; LEBLANC, 1973, 1975 ; SCHERMERHORN et al. 1986 ; BRABERS, 1988 ; SAQUAQUE et al., 1989a,b ; ADMOU et JUTEAU, 2000; THOMAS et al., 2002).

Le complexe ophiolitique de Bou Azzer-El Graara affleure sur une longueur de 15 km et une largeur de 4 km (LEBLANC, 1975, 1976). Il correspond aux vestiges d'une lithosphère océanique disloquée au cours de l'orogenèse panafricaine. De bas en haut on rencontre successivement : des péridotites mantéliques serpentinisées, sur une épaisseur de 2000 m ; des cumulats ultrabasiques et basiques avec, à leur sommet, des microgabbros et des diorites quartziques recoupés par des dykes basiques ; des diabases et des laves spilitisées en coussins et une série volcano-sédimentaire au sommet de laquelle se trouvent des intercalations calcaires et quartzitiques de faciès identiques à ceux de la plate-forme (Fig. 9).

Au nord-ouest, dans le massif du Siroua (Sirwa), on retrouve le prolongement du complexe ophiolitique de Bou Azzer-El Graara (SCHERMERHORN et al. 1986 ; THOMAS et al., 2002). Des unités lithologiques complètes d'une séquence ophiolitique sont décrites dans la localité de Khezama, ici aussi très tectonisées et métamorphisées. Il s'agit de serpentines, de harzburgites, méta-wehrlites et méta-pyroxenites associées à des cumulats gabbroïques et à un complexe filonien, le tout surmonté d'une unité sommitale de basaltes en coussins. C'est dans ce complexe ophiolitique qu'est décrit l'un des plus anciens systèmes hydrothermaux océaniques fossiles connus à ce jour (ADMOU et JUTEAU, 2000).

L'âge néoprotérozoïque des ophiolites de l'Anti Atlas central est fixé par la méthode Rb-Sr à 788 $\pm$ 10 Ma (CLAUER, 1974), âge de l'effet thermique induit dans les sédiments pélitiques de Tachdamt par des dykes basiques probablement contemporains de l'océanisation. Dans le Siroua, une datation U-Pb sur zircons confirme cette dernière datation en livrant un âge de 762 $\pm$ 1 Ma pour le plagiogranite de Tasriwine associé à l'ophiolite (SAMSON et al. 2004).

-c. Les formations volcano-sédimentaires du Groupe du Saghro (Cryogénien)

Le long de l'Accident majeur de l'Anti Atlas, du Siroua (Sirwa) vers Bou-Azzer, des ensembles volcano-sédimentaires complexes sont associés aux écailles des calcaires et quartzites. Au sein de la même série, l'importance des calcaires et des quartzites diminue progressivement au fur et à mesure que se développent des shales noirs avec des niveaux de siltites et de jaspes et, surtout, des coulées volcaniques acides et basiques. A Bleïda, au sein de shales noirs épais de 500 à 1 000 m, une minéralisation en sulfures de cuivre dont l'exploitation est actuellement abandonnée se développe. Ces ensembles volcano-détritiques sont interprétés comme des dépôts de marge continentale, équivalents latéraux de la couverture de plate-forme cratonique (LEBLANC, 1975 ; LEBLANC et BILLAUD, 1978).

Dans le Siroua (Sirwa), l'équivalent du Groupe du Saghro est une série dont l'épaisseur est estimée à plus de 8 000 m, affectée par un réseau d'accidents chevauchants et découpée en six formations (THOMAS et al., 2002). Les quatre formations de base indiquent une sédimentation flyschoïde associée à des formations volcaniques et volcano-clastiques dérivées d'un arc volcanique

proche (Arc d'Iriri) ; les formations sommitales sont plutôt de nature conglomératique et arkosique. Dans le Siroua, le Groupe du Saghro montre ainsi l'évolution d'un bassin océanique néoprotérozoïque depuis son extension jusqu'au comblement qui culmine lors du paroxysme panafricain fixé à 660 Ma. Son âge reste cependant peu contraint. Il est plus ancien que 614 Ma, âge du granite d'Ida ou Illoum qui le recoupe, voire plus ancien que 660 Ma, âge du métamorphisme régional associé au paroxysme panafricain ici, d'autant plus que ses niveaux flyschoïdes de base contiennent des horizons diamectiques glaciaires, corrélés à la glaciation généralisée connus ailleurs au Gondwana à environ 700 Ma (THOMAS et al., 2004).

Dans le jbel Saghro, les terrains les plus anciens correspondent à des séries sédimentaires et volcano-sédimentaires qui affleurent dans les boutonnières de Sidi Flah-Bouskour, de Kelaat Mgouna, de Boumalne du Dades (FEKKAK et al., 2002) et d'Imiter (MARINI et OUGUIR, 1990 ; OUGUIR et al., 1996). Dans cette dernière, au sud de Tineghir, c'est une série sédimentaire d'au moins 1200 m d'épaisseur à dominante grésopélitique qui se termine par des schistes noirs encaissant le gîte argento-mercurifère d'Imiter (GUILLOU et al., 1988 ; CHEILLETZ et al., 2002 ; LEVRESSE et al., 2004). Les faciès confinés de shales riches en matière organique sont liés à des effets locaux (morphologie du bassin) ou à des épisodes de sédimentation anoxique d'ampleur globale. Ces formations terrigènes, surtout turbiditiques, correspondent à un environnement de bas de marge où l'alimentation venait du nord (MARINI et OUGUIR, 1990; OUGUIR et al. 1994). Dans l'ensemble du Saghro, l'extension crustale pré-panafricaine est peu importante et les bassins restent intra-continentaux (LECOLLE et al*.,* 1991 ; FEKKAK et al., 1999 ; FEKKAK et al., 2002). Au sein des turbidites, des coulées basaltiques à composition de tholéites de rifts continentaux s'intercalent (OUGUIR et al., 1994 ; MOKHTARI et al., 1995 ; FEKKAK et al., 2001). Cependant, le contexte géotectonique de cette sédimentation reste encore débattu. En effet, à Imiter, certaines caractéristiques sédimentologiques et surtout l'abondance de fragments volcaniques attestent d'une sédimentation de marge continentale active dont les sédiments proviendraient d'un arc volcanique sur croûte continentale situé plus au nord (OUGUIR et al., 1994). En revanche, l'influence de telles sources magmatiques est exclue pour les autres massifs où les dépôts sont à associer à un contexte de marge passive issue de l'extension d'un rift continental, loin de tout contexte d'arc (FEKKAK et al., 2002). Dans ce contexte, les concentrations métalliques de la région d'Imiter étaient interprétées comme le résultat d'un hydrothermalisme plus ou moins diffus et d'un volcanisme distensif contemporains, où elles sont fixées par la matière organique abondante. On peut aussi y voir la manifestation d'un épisode extensif post-panafricain.

-d. Les formations d'arc magmatique (Groupe d'Iriri)

C'est un ensemble associé à l'océanisation néoprotérozoïque, constitué de roches d'arc magmatique formées dans un contexte de subduction océanique au nord du craton Ouest-africain. Dans le Siroua, les roches d'arc, souvent en contact tectonique avec les autres formations, sont les schistes de Tachakoucht et des tonalites orthogneissifiées (Migmatite d'Iriri : THOMAS et al., 2002). Ces dernières, datées à 743 ± 14 Ma, se forment donc postérieurement à l'océanisation dont l'âge de formation

est actuellement fixée à 762 ± 1 Ma (SAMSON et al. 2004). On associe aussi à ces formations d'arc les gneiss de l'Ourika dans le Haut Atlas (THOMAS et al., 2004)

A Bou Azzer-El Graara, des séries volcano-sédimentaires écaillées et métamorphisées, associées aux schistes bleus, amphibolites et roches basiques sont interprétés comme un assemblage d'avant-arc et un prisme d'accrétion (SAQUAQUE et al. 1989a ; NAIDOO et al., 1991), développés sur une zone de subduction plongeant vers le nord. Des travaux antérieurs (BODINIER et al., 1984) attribuent ces formations à un bassin marginal ou arrière-arc lié à une subduction à pendage sud.

-e. L'orogenèse panafricaine

• La disposition des terrains

A Bou Azzer-El Graara, (Fig. 9), SAQUAQUE *et al.* (1989a) montrent que la disposition d'ensemble est complexe et ils distinguent trois zones :

- une unité nord-est, autochtone probable. Elle est constituée de sédiments protérozoïques détritiques, épais d'au moins 2000 m, et de coulées acides et basiques transformées en spilites et en kératophyres. L'ensemble est recoupé par des diorites quartziques. Il s'agit ici de dépôts de talus continental, à l'avant d'un arc volcanique ;

- une unité centrale, en contact avec les terrains du nord-est par des décrochements sénestres. C'est le complexe ophiolitique disloqué, recoupé par des plutons de diorites quartziques et des filons ;

- une unité sud-ouest, clairement allochtone. C'est un mélange de sédiments océaniques, de roches volcaniques basiques alcalines et de matériel ophiolitique dans une matrice métasédimentaire.

Une situation comparable est décrite dans le jbel Siroua (Sirwa), où SCHERMERHORN *et al.* (1986) distinguent des ophiolites d'avant-arc (formation de Tourtit) et un arc insulaire (gneiss de Tachoukacht). Des roches volcaniques, actuellement métamorphiques et foliées, indiquent, par leurs spectres géochimiques, un environnement typiquement océanique de rides médio-océaniques et d'îles intra-océaniques (ADMOU et JUTEAU, 2000, THOMAS et al. 2002) ; des dolérites et des laves d'affinité boninitique sont attribuées à l'activité d'un arc insulaire intra-océanique (CHABANE et al., 1991).

Ainsi, la répartition des terrains du Protérozoïque supérieur montre, du sud-ouest au nord-est, le passage d'une plate-forme cratonique où dominent les calcaires et les quartzites à une marge passive avec sa série volcano-sédimentaire, toutes deux caractérisées par un magmatisme basique tholéiitique et, enfin, une croûte océanique représentée par les ophiolites de Bou Azzer. Au-delà, vers le nord-est, c'est l'arc volcanique et, probablement, une croûte continentale cachée à l'affleurement. Ce dispositif résulte d'une distension crustale contemporaine de la mise en place des intrusions de gabbros et de diabases, datée à 788 ± 8 Ma par géochimie Rb-Sr sur des sédiments métamorphisés dans l'auréole de contact de ces massifs basiques.

• La collision panafricaine majeure

A Bou Azzer-El Graara, le rapprochement tectonique des différentes unités s'est effectué lors de la collision oblique des terrains d'avant-arc avec l'arc volcanique lui-même, situé au NE, et le craton éburnéen au SW, suivie de la migration du magmatisme d'arc à

travers les écailles. On empruntera à SAQUAQUE *et al.* (1989b) les conclusions suivantes, tirées d'une étude des structures liées à la mise en place de corps magmatiques, diorites quartziques et granodiorite de Bleida, intrusifs dans des métasédiments, des roches volcano-sédimentaires et des serpentinites de cette boutonnière de Bou Azzer. Un grand nombre de corps magmatiques sont en gros contemporains de la phase majeure de la déformation panafricaine. De récentes datations des ces granitoides calco-alcalins donnent des âges de cristallisation de 653 ± 1,6 Ma pour la diorite quartzique d'Aït Abdallah et la granodiorite de Bou Offroh, et 640 ± 8 Ma pour la diorite quartzique d'Ousdrate (INGLIS et al. 2005). Les deux premiers plutons sont synchrones de la déformation panafricaine majeure qui s'est opérée dans un climat métamorphique de type Schistes verts, tandis que le massif d'Ousdrate montre des caractères tardi-tectoniques. Sur le plan géochimique, ces granitoïdes syn- à tardi-collisionnels présentent une tendance moyennement potassique, ce qui les différencie des autres plutons post-tectoniques, telle la granodiorite de Bleïda qui est fortement potassique (BERAAOUZ et al., 2004). Leur mise en place s'est effectuée dans un régime associant un chevauchement généralisé vers le SW à un décrochement ductile sénestre ; les chevauchements vers le nord reconnus à la partie septentrionale de la boutonnière s'inscrivent dans ce schéma de transpression. Ainsi, la phase majeure de la déformation panafricaine se traduit ici par la collision oblique à composante sénestre des zones évoquées plus haut et le charriage vers le sud-ouest du prisme d'accrétion. L'ensemble de la Série des Quartzites est métamorphisé dans le faciès des Schistes verts. L'âge du métamorphisme épizonal a été fixé, toujours par la méthode Rb-Sr, à 685 ± 15 Ma dans la boutonnière de Bou Azzer (CLAUER, 1974). Il s'agit d'un événement thermique panafricain.

De même, l'arc insulaire intra-océanique du Siroua-Sirwa est charrié, vers le sud, sur la marge cratonique (SCHERMERHORN *et al*., 1986). Les datations réalisées dans des gneiss tonalitiques au sein des migmatites d'Iriri indiquent aussi un âge plus récent (663 ± 13 Ma) attribué au métamorphisme régional associé à la mise en place migmatitique et donc à la déformation panafricaine majeure dans ce secteur (THOMAS et al., 2002).

Dans la région d'Imiter, à la partie orientale du Saghro, à une centaine de kilomètres au nord-est de la suture de Siroua-Bou Azzer, la déformation panafricaine est étudiée dans des granitoïdes et leur encaissant (IGHID et al., 1989). La schistosité régionale, d'orientation générale N 60 E, subit des virgations à proximité des corps intrusifs ainsi que le long de zones cisaillées de largeur kilométrique, orientées E-W. La disposition cartographique des trajectoires de la schistosité indique le jeu dextre de ces zones de cisaillement. La forme des massifs plutoniques, la disposition des plans de fluidalité magmatique et la contemporanéité des minéraux du métamorphisme de contact et de la schistosité suggèrent une mise en place syncinématique de ces corps magmatiques. Dans le détail, on montre que le plus ancien de ces massifs, la granodiorite d'Igoudrane, a subi une déformation et une structuration interne semblable à celles de l'encaissant, tandis que les autres massifs plus récents comme la diorite quartzique de Taouzzakht s'interprètent comme le résultat du remplissage de mégafentes de tension NW-SE branchées sur les cisaillements dextres. L'âge de ces

événements tectoniques reste cependant peu contraint vu la différence importante entre les premières datations Rb-Sr des masses plutoniques panafricaines, entre 755 et 720 Ma, et leurs nouvelles datations par la méthode U-Pb sur zircons (575 à 555 Ma), (DE WALL et al. 2001 ; CHEILLETZ et al., 2002).

Plus à l'ouest, dans la région d'Irherm, et plus précisément dans sa partie NE (massif d'Ida ou Zeddoute), la déformation panafricaine est bien enregistrée dans les termes supérieurs du systèmes des quartzites de la « Série d'Ourty», formés de séries volcaniques et schisteuses (CHOUBERT et FAURE-MURET, 1973). Elle se manifeste notamment par une schistosité pénétrative de direction NE-SW associée à des cisaillement qui attestent d'une vergence SE.

Dans la région du Kerdous (Fig. 10 A), la phase principale de l'orogenèse panafricaine correspond à un charriage vers le nord par des failles ductiles qui séparent les quartzites de leur substratum éburnéen. La déformation panafricaine est particulièrement intense dans deux linéaments cisaillés orientés grossièrement E-W: la zone de Tighmi-Tifermit (ZTT) et celle de la vallée des Ameln (ZVA). La première de ces zones se caractérise par une foliation pénétrative qui accompagne des plis dissymétriques à vergence nord; la direction de transport, matérialisée par une linéation de glissement, est N-S à NNE-SSW. Plus au nord, la vallée des Ameln est jalonnée le long de son flanc nord par une large zone de cisaillement entre les schistes de Kerdous et les quartzites du jbel Lkest. Ce couloir à déformation plus intense renferme de nombreuses lentilles quartzitiques de taille parfois kilométrique, étirées et boudinées dans les plans de foliation sub-équatoriale et à fort pendage sud, ainsi que des gneiss cataclasés. Dans les schistes et micaschistes du socle éburnéen, la déformation panafricaine s'exprime par la superposition de plis à débit S2 pénétratif sur une foliation ancienne. Ces plis présentent une direction axiale N I20 à N80 E. Le régime de la déformation est non coaxial et la cinématique de cette zone est décrochevauchante dextre vers le NW, (SOULAIMANI et PIQUE, 2004). Durant la déformation panafricaine, le métamorphisme est épizonal.

Les autres boutonnières de l'Anti Atlas occidental (Tagragra de Tata, d'Akka, d'Ifni et du Bas Drâa) sont marquées par l'absence de dépôts du Néoprotérozoïque inférieur à moyen. Leur socle métamorphique éburnéen est directement recouvert de dépôts post-panafricains du Groupe de Ouarzazate et il est ainsi difficile de distinguer les effets propres à la seule tectonique panafricaine.

-f. *Le Supergroupe de Ouarzazate (s.l.) : Ediacarien*

Dans tout l'Anti Atlas, d'épaisses séries détritiques, volcano-détritiques et volcaniques reposent en discordance sur le socle éburnéen ou panafricain. Ces dépôts continentaux non métamorphiques, peu ou pas déformés, sont classiquement subdivisés en deux ensembles : la série d'Anezi/Tiddiline (PII[3]) à la base, surmontée en discordance par la série de Ouarzazate/Tanalt (PIII). Globalement, à l'échelle de l'Anti Alas, il est souvent difficile de placer la limite entre ces deux séries car elles présentent de grandes similitudes sédimentologiques et magmatiques. Dans l'Anti Atlas occidental par exemple, les deux séries sont regroupées en une seule formation attribuée à la série de Ouarzazate (SOULAIMANI et al., 2001 ; BGS, 2001b). Dans l'Anti Atlas central en revanche, la série de Tiddiline est toujours bien distincte de celle de Ouarzazate sus-jacente, et elle est

même regroupée avec les séries panafricaines du Groupe de Saghro (THOMAS et al., 2004 ; GASQUET et al. 2005).

• La Série de Tiddiline/Anezi (Précambrien II[3])

Dans la boutonnière de Bou Azzer- El Graara, la formation non métamorphique de Tiddiline (CHOUBERT, 1963 ; LEBLANC, 1975) est formée de dépôts silicoclastiques qui recouvrent en discordance le socle panafricain. Cantonnée dans des bassins bordés par des décrochements, cette formation remanie les roches du complexe ophiolitique néoprotérozoïque ainsi que les éléments de la granodiorite post-tectonique de Bleïda. Ces dépôts sont contemporains de massifs hypovolcaniques (microdiorite quartzique, spilites et kératophyres). L'analyse détaillée de cette série (HEFFERAN et al., 1992) montre qu'elle est formée de trois séquences distinctes qui présentent un granoclassement croissant vers le haut. La séquence de base, formée d'argiles et de grès, est surmontée d'une séquence intermédiaire conglomératique, le tout étant coiffé par des argiles et des arénites. L'épaisseur de la formation de Tiddiline est très variable et présente un maximum dans le bassin de Trifya au SW de la boutonnière. Ces terrains sont affectés par un plissement modéré et des chevauchements attribués à la phase panafricaine tardive (« Phase B_2 : LEBLANC, 1975). Certains considèrent que cette série résulte d'une sédimentation syn-tectonique effectuée dans un bassin de collision contrôlé par le même régime transpressif que celui qui a régné lors de la compression panafricaine (HEFFERAN et al., 1992). Son âge reste problématique. Longtemps, elle était datée entre 615 Ma, âge (DUCROT et LANCELOT, 1979) de la granodiorite de Bleïda qu'elle recouvre, et 580 Ma attribué à la base de la série de Ouarzazate, mais les récentes datations de la granodiorite de Bleïda livrent des valeurs plus récentes, 574 $\pm$ 4 Ma (INGLIS et al., 2004) qui amèneraient à considérer la série de Tiddiline plutôt comme une unité basale de la série de Ouarzazate.

Dans le Kerdous, la série comparable d'Anezi est probablement contemporaine de celle de Tiddiline. Cette série post-tectonique débute par un épisode volcanique acide : rhyolites, rhyodacites, tufs et ignimbrites dont les produits nivèlent les paléoreliefs panafricains. La formation de base est elle-même ravinée par les niveaux sédimentaires sus-jacents. Ceux-ci montrent, sur une épaisseur d'environ 2000 m, des faciès alluviaux continentaux résultant du démantèlement d'une topographie montagneuse en conditions périglaciaires. C'est l'épisode de la glaciation varangienne, fini-précambrienne (DEYNOUX, 1978). Le bassin d'Anezi, dans la boutonnière du Kerdous, est limité par des décrochements dextres E-W.

Ailleurs dans l'Anti Atlas, on retrouve des séries comparables ; dans la boutonnière d'Ifni, par exemple, la formation détritique de base du "Groupe du Sirwa (Siroua)", équivalent latéral de la Série d'Anezi, est recoupée par les granites de Mesti, dont la mise en place est échelonnée entre 681 et 688 Ma (JEANNETTE *et al*., 1981). D'une manière générale, cette série est peu déformée, à peine basculée. Parfois, cependant, comme c'est le cas dans la région d'Anezi, elle est flexurée et plissée le long de failles anciennes réactivées. Ces mouvements tardi-panafricains résultent ici d'une compression sub-méridienne qui produit des coulissages sénestres NE-SW et un rejeu inverse de la zone cisaillée de la vallée des Ameln. Une rotation anti-horaire de la direction de raccourcissement se produit ensuite ; les dernières déformations sont cassantes. La série sus-jacente est nettement discordante.

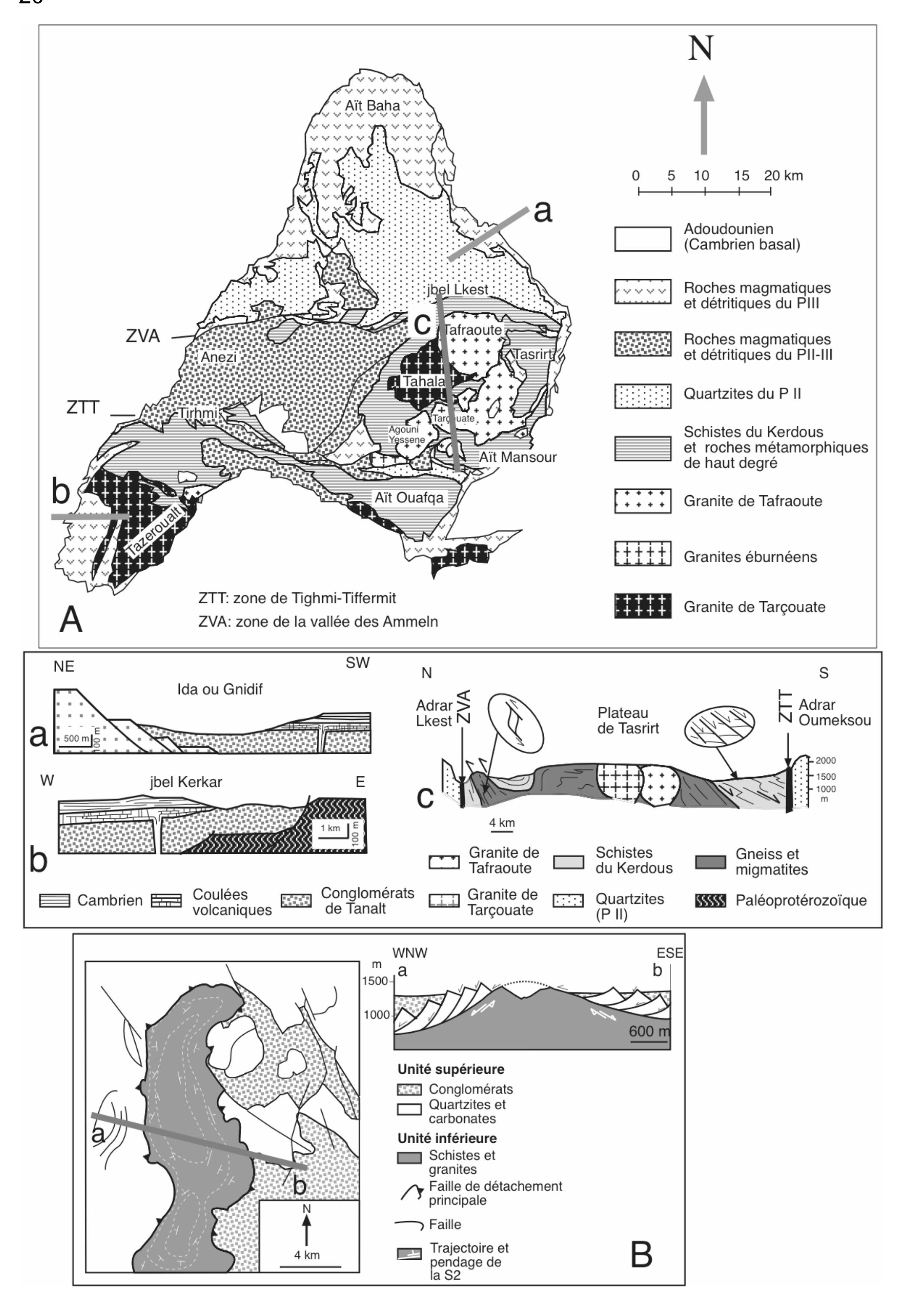


Fig. 10. Carte et coupe de la boutonnières du Kerdous (A) et d'Aït Makhlouf (partie occidentale de la boutonnière d'Irherm : B). Explications dans le texte

Dans le Jbel Saghro, et plus précisément dans la boutonnière de Kelaat Mgouna, un ensemble conglomératique associé à des niveaux épiclastiques puis pyroclastiques repose en discordance sur les séries panafricaines du Groupe de Saghro. Cette série attribuée au PII supérieur (CHOUBERT, 1963) est verticalisée et affectée par une schistosité de fracture N 80 E (LECOLLE et al., 1991) attribuée à la phase panafricaine tardive.

• Le Groupe de Ouarzazate (sens strict)

A la base de la couverture paléozoïque de l'Anti Atlas, des séries volcaniques et volcanodétritiques puissantes attribuées au Précambrien terminal (CHOUBERT, 1952 ; BOYER et al., 1978) reposent en discordance sur le socle précambrien encore instable. Connus sous le nom de « *Formation de Ouarzazate* » ou « *Précambrien III* », ces dépôts continentaux représentent plus de 50% des affleurements précambriens dans l'Anti Atlas. Ils montrent d'importantes variations d'épaisseur (0 à 2000 m) associées à de nombreuses discontinuités internes, ce qui rend difficiles les corrélations entre les différents affleurements. Le matériel volcanique y est à dominance acide de nature calco-alcaline (rhyolites, rhyodacites et dacites), souvent ignimbritique avec quelques intercalations d'horizons basiques andésitiques. De nombreux corps plutoniques, notamment des granites hypovolcaniques ainsi que des intrusions acides, sont intimement liés à la formation de Ouarzazate. Vers le haut, cette formation passe progressivement et en concordance ou en légère discordance aux dépôts carbonatés cambriens (Groupe de Taroudant).

Dans le Siroua (Sirwa), environ 2000 m de dépôts volcanosédimentaires, en discordance sur le Groupe de Saghro, se sont déposés dans deux hemi-grabens parallèles à orientation E-W. Une tectonique extensive active est responsable de la différence de faciès de part et d'autre de la faille équatoriale de N'Kob entre les dépôts septentrionaux, surtout volcaniques et ceux de la partie sud, plutôt conglomératiques. Au moins cinq centres volcaniques y ont été identifiés au sein desquels les laves basales montrent une dominance andésitique qui évolue vers des produits volcanoclastiques acides vers le sommet en passant par des rhyo-dacites dans les niveaux intermédiaires (BAJJA et al., 1998 ; THOMAS et al., 2002). C'est ici que les premières datations U/Pb (MIFDAL et PEUCAT, 1985) ont permis de fixer les limites géochronologiques de la formation de Ouarzazate entre 580 $\pm$12 Ma, âge des laves acides de Jbel Bachkoune, et 563 $\pm$ 10 Ma, celui des ignimbrites micacées de Tiouine. La base du Groupe de Ouarzazate est sans doute plus ancienne comme l'atteste l'âge livré par les deux niveaux rhyolitiques de Tadmant (606 $\pm$ 6 Ma) et de Tamriwine (605 $\pm$ 9 Ma) : THOMAS et al. (2002). Cependant, les données de terrain attestent que cette base est nettement postérieure à la mise en place des granodiorites post-tectoniques de Mzil et d'Askaoun, datés respectivement à 614 $\pm$ 10 et 575 $\pm$ 7 Ma (THOMAS et al., 2002). D'autres datations au sein de la formation confirment les âges établis antérieurement, notamment celui de la rhyolite de Tifhfist (571 $\pm$ 8 Ma) et des plutons hypovolcaniques associés de Tazoulte : 559 $\pm$ 6 Ma, Tilsakht : 577 $\pm$ 6 Ma et Imourkhssene : 562 $\pm$ 5 Ma. Ces divers plutons renferment en outre des zircons à 2 Ga hérités du socle paléoprotérozoïque sous-jacent. Des âges similaires ont été obtenus plus au sud dans la boutonnière des Zenaga pour la rhyolite de Tawzzart (577 $\pm$ 6

Ma) et le granite hypovolcanique de Tilsakht (579 ± 7 Ma) par THOMAS et al. (2002).

Dans le Kerdous, sur environ 700-800 m, la série équivalente de Tanalt est constituée par une alternance de roches détritiques continentales : brèches et conglomérats, grès et siltites, déposées souvent sous une faible épaisseur d'eau, et de roches volcaniques rhyo-ignimbritiques, beaucoup plus importantes en volume que dans la série d'Anezi. Trois niveaux ignimbritiques ont été datés (BGS, 2001c,d : U/Pb sur zircon) : à Aït Mar (600 ± 50 Ma), Tifghilt (565 ± 8 Ma) et Assirdar (555 ± 7 Ma) Le socle du Kerdous est aussi recoupé par plusieurs massifs plutoniques contemporains de la formation de Ouarzazate. La granodiorite de Tarçwate (Tarçouate) est datée entre 583 et 560 Ma et elle est donc probablement contemporaine de celle de Taourgha dans le Bas Drâa datée à 575 ± 4 Ma (AÏT MALEK et al., 1998). Elle est suivie de granites de type Tafraoute, dont celui de Tazoult daté à 548 ± 11 Ma. La Série de Tanalt est coiffée par des roches basaltiques qu'on retrouve un peu partout autour des boutonnières de l'Anti Atlas. Ici, elles affleurent à l'ouest au Jbel Kerkar et à l'est dans la dépression d'Ida ou Gnidif. Dans les deux cas les basaltes ont la composition chimique de tholéites intracontinentales et anorogéniques (SOULAIMANI et al. 2004).

A l'ouest, dans la boutonnière d'Ifni, seules d'anciennes datations Rb/Sr sont disponibles (JEANNETTE et al., 1981 ; MIFDAL et PEUCAT, 1985). Les roches sédimentaires et volcaniques reposent sur le granite d'Ifni, lui-même daté à 649 ± 22 Ma ; des trachytes y ont livré un âge de 618 ± 22 Ma. Elles supportent des ignimbrites, elles-mêmes traversées par les granites hypo-volcaniques de Taoulecht et de Tiyourhza, dont le plus jeune a été mis en place à 560 ± 22 Ma.

Dans les autres boutonnières de l'Anti Atlas occidental, le Groupe de Ouarzazate présente les mêmes caractéristiques et les niveaux volcaniques livrent des âges comparables : 565 ± 7 Ma pour une ignimbrite néoprotérozoïque dans le Tagragra de Tata (WALSH et al., 2002), ou encore 600 ± 5 Ma pour un dyke dacitique dans le Tagragra d'Akka (GASQUET et al., 2004).

Plus à l'est, dans le massif du Saghro, les successions volcano-détritiques post-panafricaines formées de conglomérats immatures associés à un volcanisme à dominance andésitique à la base et ignimbritique vers le sommet, sont datées entre 570 ± 7 Ma et 548 ± 3 Ma (BGS, 2001e,f). Dans la région d'Imiter au nord de Saghro, les shales noirs déformés et métamorphisés au Panafricain sont recouverts en discordance par la formation de Ouarzazate. C'est au sein de cette dernière formation que se met en place, dans un contexte extensif, la minéralisation épithermale Ag-Hg d'Imiter, génétiquement associée à la mise en place de la protrusion rhyolitique calco-alcaline de Takhatart datée à 550 ± 3 Ma (CHEILLETZ et al., 2002 ; LEVRESSE et al., 2004) et aux dykes associés comme celui de Tachkakacht (543 ± 9 Ma) (GASQUET et al., 2005). Là aussi, des plutons granodioritiques se mettent en place, soit antérieurement comme la granodiorite d'Igourdane, recouverte en discordance par le conglomérat de base, soit d'une manière synchrone comme le massif de Taouzzakt daté à 572 ± 4 Ma (CHEILLETZ et al., 2002). De même, la rhyolite de Bou Madine dans le massif de l'Ougnate à l'extrême est de l'Anti Atlas livre un âge de 552 ± 5 Ma (GASQUET et al., 2005). Un ensemble de massifs de granites roses alcalins (Isk n'Alla, Bou Gaffet et

Bouskour) occupent la zone axiale de Jbel Saghro et correspondent à la fin de l'activité magmatique du Groupe de Ouarzazate.

Enfin à Bou Azzer-El Graara, une pile épaisse de plus de 1000 m de dépôts volcanoclastiques (dacites, rhyolites, ignimbrites, conglomérats, grès, etc.) repose en discordance majeure sur le socle panafricain ou en discordance angulaire sur la série de Tiddiline. Ces dépôts sont contrôlés par une tectonique transtensive (AZIZI et al., 1991). La principale minéralisation cobaltifère de Bou Azzer est liée à ce stade fini-Précambrien (MAACHA et al., 1998). Son âge est fixé à 550 Ma par datation U/Pb d'une brannerite (EN-NACIRI et al., 1997). La partie supérieure de la série est datée à 531 ± 5 Ma, âge de la trachyte d'Aghbar, datation conforme à celle de la syénite de Jbel Boho, recalculée à 529 ± 3 Ma (GASQUET et al., 2005).

-g. Les déformations extensives fini-protérozoïques

Il ne faut pas quitter le chapitre du Précambrien de l'Anti Atlas sans évoquer des structures extensives marquées à la fois dans le socle métamorphique et dans la couverture sédimentaire (où elles persisteront dans l'extrême base du Cambrien).

Le socle de plusieurs boutonnières présente une géométrie en dôme, où l'intensité du métamorphisme croît de l'extérieur vers l'intérieur ; au centre du dôme, le stade de l'anatexie est parfois atteint, et des granites fini-protérozoïques se mettent en place. Un tel dispositif caractérise, par exemple, le dôme de Tasserirt (ou Tasrirt) dans la boutonnière du Kerdous (SOULAIMANI et PIQUE, 2004 et Fig. 8A). On le retrouve ailleurs, dans le bas Drâa ou encore dans le massif d'Aït Makhlouf, à la partie occidentale de la boutonnière d'Igherm (Oudra et al., 2005 et Fig. 10 B). Les terrains cristallins qui constituent ces massifs sont des roches métasédimentaires foliées et des granites dont celui d'Aït Makhlouf daté à 2050 ± 6 Ma. Un métamorphisme rétromorphique dans le faciès des Schistes Verts affecte ces roches. Le pourtour des massifs cristallins est occupé par des séquences, surtout quartzitiques, du Néoprotérozoïque et, au-delà, par des affleurements conglomératiques du Groupe de Ouarzazate. Ces séries se sont déposées dans des bassins faillés et, dans le massif d'Aït Makhlouf, elles sont surmontées de klippes sédimentaires de quartzites mises en place de façon gravitaire.

L'analyse structurale montre le caractère extensif des dômes gneissiques (Fig. 10 A pour le massif de Tasrirt). A Aït Makhlouf, elle permet de distinguer : i) une unité inférieure, les roches cristallines « internes », et ii) une unité supérieure, constituée par les quartzites qui recouvrent et enveloppent la précédente. Le contact entre les deux unités se fait par une zone mylonitique épaisse d'une dizaine de mètres, dans laquelle la foliation S1 est transposée dans une schistosité mylonitique S_2 raide sur les flancs du dôme et plate au sommet. Les critères cinématiques observés à l'intérieur de la zone de contact indiquent un détachement de l'unité supérieure par rapport à l'unité inférieure, avec un glissement vers l'ouest et le nord-ouest (Fig. 10 B). Enfin, l'étude des conglomérats du Groupe de Ouarzazate montre que leur dépôt a été contrôlé par des failles normales nées dans le même régime structural.

L'interprétation donnée à ce dispositif est que la couverture sédimentaire s'est détachée du socle cristallin, en même temps que celui-ci se soulevait et subissait

une exhumation. Des études détaillées sur le métamorphisme et l'évolution de ses conditions P-T devraient permettre de retracer les étapes de cette exhumation et de mieux cerner la cinématique et la signification de ces dômes métamorphiques.

Le développement des bassins où se déposent les conglomérats est liée à cet épisode extensif et on observe ici les témoins de l'extension déjà mise en évidence au pourtour des boutonnières dans les terrains du Protérozoïque terminal et du Cambrien basal (PIQUE et al., 1999 ; SOULAIMANI et al., 2003, etc.). La signification géodynamique de cette extension sera considérée plus loin.

2.2.2.2. Les terrains paléozoïques (Fig. 11)

a. Le Cambrien

• *Le Groupe de Taroudant et la transgression cambrienne.*

Entre les formations volcano-clastiques du Supergroupe de Ouarzazate et les premiers dépôts paléontologiquement datés du Cambrien, un ensemble silicoclastique et carbonaté constitue les premiers dépôts de la transgression paléozoïque dans l'Anti Atlas. Connus sous le nom d'Infracambrien ou encore Adoudounien (CHOUBERT, 1952), ces dépôts marins sont liés à une transgression venant du sud-est et ils révèlent une nette subsidence au NW de l'Anti Atlas. On y range les trois ensembles non fossilifères (ou non encore datés), la Série de base, les Calcaires inférieurs et la Série lie-de-vin.

Les premiers dépôts de la « Série de base » ne dépassent pas 300 m d'épaisseur et ils affleurent autour des boutonnières de l'Anti Atlas occidental jusqu'à Taliwine à l'est et Goulmime au sud (CHAZAN, 1954). Ces roches, aux faciès gréseux et carbonatés caractérisent une alternance de dépôts marins et continentaux (ALGOUTI et al., 2000). Au nord de la boutonnière d'Irherm, les siltites sont minéralisées en cuivre à la suite du lessivage de formations plus anciennes par des solutions ascendantes et du dépôt des corps minéralisés en ensembles stratiformes dans des horizons réducteurs (POUIT, 1966).

Au moment du dépôt des "Calcaires inférieurs", dont l'épaisseur atteint 1000 m dans l'Anti Atlas occidental, la mer est restreinte dans un « golfe adoudounien » limité au sud par le Drâa et l'Ougarta, certaines zones comme la partie orientale du Bloc ancien du Haut Atlas et le jbel Saghro restant émergées. Dans l'Anti Atlas central, le premier cycle sédimentaire lié à la transgression paléozoïque débute par un conglomérat qui remanie les éléments du Supergroupe de Ouarzazate surmontés par des calcaires puis des grès de Tikirt (CHBANI et al., 1999). La présence manifeste de roches volcaniques est bien visible autour du volcan d'Alougoum (jbel Boho). Ce dernier correspond à des coulées trachytiques et andésitiques alcalines, interstratifiées dans les dolomies et les "Calcaires inférieurs", et mise en place dans un contexte de rift continental (ALVARO et al., 2006). Un culot syénitique du jbel Boho a fourni un âge U-Pb sur zircons de 534 ± 10 Ma (LEBLANC et LANCELOT, 1980), recalculé à 529 ± 3 Ma (GASQUET et al., 2005)

La "Série lie-de-vin" sus-jacente, de 300 à 400 m d'épaisseur, est régressive, constituée par des shales violacés à cristaux de sel et de gypse et par des roches détritiques à faciès continentaux (grès de Tikirt) à l'est. Les "Calcaires supérieurs", dernier terme de l'Adoudounien, contiennent des faunes cambriennes et sont donc à ranger dans cet étage.

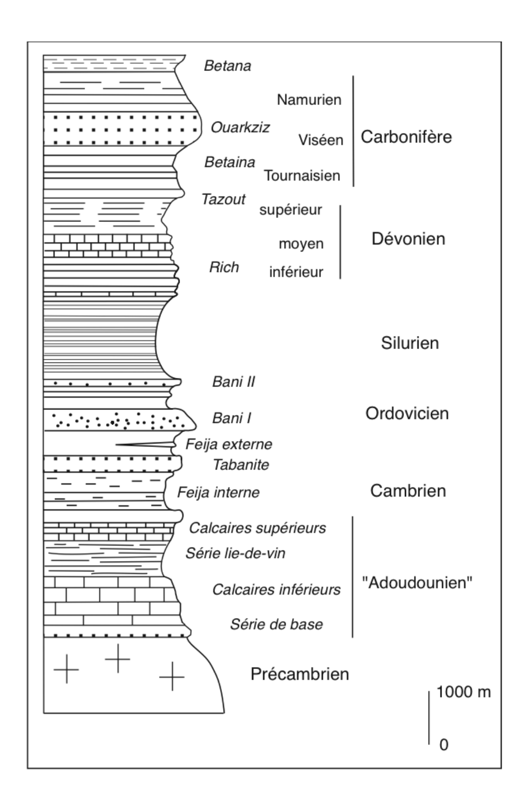


Fig. 11. Colonne lithostratigraphique des terrains paléozoïques de l'Anti Atlas
Rq. Les épaisseurs indiquées varient selon les localisations

• *Le Cambrien inférieur daté*

Les "Calcaires adoudouniens supérieurs" sont un ensemble transgressif de dolomies et de calcaires dont l'épaisseur varie de 400 m environ dans l'Anti Atlas occidental à 75 m ou même 0 m dans l'est du massif.

Les calcaires à stromatolites se retrouvent dans l'Ounein dans le Haut Atlas. La série se distingue des niveaux sous-jacents par l'absence d'éléments détritiques. Le milieu de sédimentation est calme, probablement marin peu profond. Au-dessus, toujours dans le Cambrien inférieur, on rencontre, de bas en haut :

+ Formation d'Amouslek : shales et calcaires à trilobites *(Fallotaspis tazemmourtensis*, *Daguinaspis*, etc.) et archeocyathidés (*Erismacoscinus*, *Robustocyathus*, etc.) qui ont été comparés à ceux de Sibérie (DEBRENNE, 1990). On y rencontre des biohermes à archéocyathes. Des « birdseyes » et des polygones de dessication indiquent de brefs épisodes d'émersion. Là encore, l'épaisseur de la formation et l'importance des éléments détritiques diminuent d'ouest en est. De 400 m dans l'Anti Atlas occidental, l'épaisseur se réduit à 75 m à l'est, dans le jbel Saghro, où elle repose directement sur les séries du Précambrien III.

+ Formation d'Issafene : argilites vertes et rouges et calcaires à *Neltneria*, *Boudonella*, etc..

+ Formation régressive des "Grès terminaux" (Formation d'Azrir) : tufs et argilites. Dans l'Anti Atlas oriental, les faciès sont peu épais et continentaux et ils se distinguent difficilement des grès sous-jacents.

Ici et là, on rencontre très souvent des indices d'une tectonique sédimentaire importante (HEINITZ et al., 1986 ; BENSAOU et HAMOUMI, 2001, 2003) qui prolonge celle enregistrée auparavant au Précambrien terminal. Comme elle, elle accompagne le développement de bassins sédimentaires de type hémigrabens (AZIZI et al., 1990). L'extension cesse parfois avant le dépôt de la série lie-de-vin (Fig. 12) et toujours avant la fin du Cambrien inférieur, l'épaisseur des « Grès terminaux » étant égale dans tout le domaine anti-atlasique.

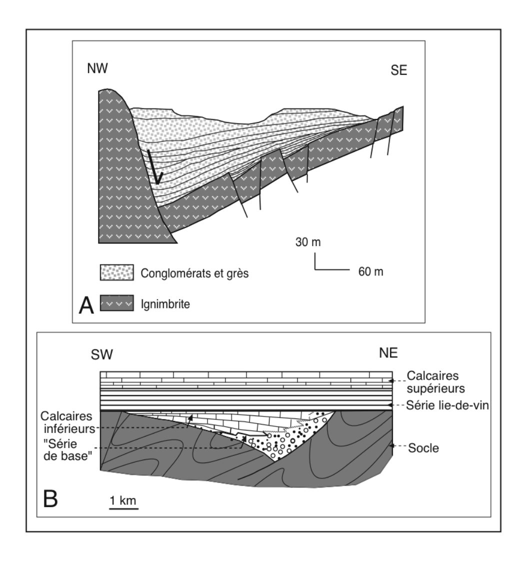


Fig. 12. Les dépôts fini-protérozoïques et du Cambrien basal A : hemi-graben contrôlant la sédimentation des couches rouges du Protérozoïque terminal B : hémi-graben conrôlant le dépôt des Calcaires inférieurs, scellé par les shales de la série lie-de-vin. Réinterprété d'après un schéma de Destombes et al. (1985)

• *Le Cambrien moyen*

+ Groupe des Feijas internes

Les Feijas sont des zones déprimées où affleurent des roches peu résistantes; elles sont bordées par des rides subparallèles armées par des faciès plus résistants à l'érosion, les Grès terminaux du Cambrien inférieur et les grès du Tabanit (Cambrien moyen). Dans leur région-type (Anti Atlas occidental), les shales vertes des Feijas internes contiennent un horizon gréseux de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, la barre de Goulimine.

A l'ouest d'Akka, la formation des shales inférieures a une épaisseur variant de 700 m à l'ouest à 250 m à l'est. Le niveau-repère de la "Brèche à *Micmacca*" est situé non loin de la base de la série. Les faciès traduisent un milieu marin peu profond et indiquent une transgression dirigée vers le nord et le nord-est. La faune, riche, indique le Cambrien moyen, avec *Acadoparadoxides marocanus*, *Ellipsocephalus, Micmacca,* etc.. La formation de Goulimine est représentée par une barre médiane de quartzites à faciès côtiers. Au-dessus, la formation des shales supérieures amène des faciès semblables à ceux des shales sous-jacentes aux grès de Goulimine, à *Paradoxides*, *Conocoryphe*, etc.., qui se chargent vers le sommet en éléments gréseux. Les lignes isopaques de cette formation sont orientées WSW-ENE ; son épaisseur décroît d'est (325 m) en ouest (200 m à Tarfaya).

A l'est d'Akka, les grès-quartzites de Goulimine disparaissent et le Groupe des Feijas internes est représenté par un seul ensemble de shales dont l'épaisseur passe de 650 m à 850 m d'ouest en est. Plus à l'est encore, dans la région d'Agdz-Zagora, la partie supérieure des shales devient gréseuse et le couloir des Feijas internes se rétrécit.

+ Groupe du Tabanite

Cet ensemble, résistant à l'érosion, forme une ride qui sépare les Feijas internes des Feijas externes. Les roches sont surtout gréseuses. Leur épaisseur peut atteindre 350 m, mais elle est ordinairement réduite par l'érosion subséquente anté-ordovicienne. Ces grès sont souvent quartzitiques et azoïques, à part quelques lingules. Des niveaux argilo-arénacés s'y intercalent. On y a découvert *Bailiella* et, plus haut dans la série, *Saccogonum saccatum*, tous deux du Cambrien moyen.

• *Le Cambrien supérieur*

Jusqu'à une époque récente, on considérait que le Cambrien supérieur n'était pas représenté dans l'Anti Atlas ni dans le reste du Maroc, soit que les sédiments ne se soient pas déposés à

cette époque à cause d'un phénomène de rifting développé au nord du pays, soit qu'ils aient été déblayés par l'érosion, comme les formations supérieures du Tabanite. Il a été mis en évidence par la découverte de faunes gondwaniennes, avec *Olentella africana* et *Selatella lagitena* (DESTOMBES et FEIST, 1987).

b. L'Ordovicien

Ce système est particulièrement bien représenté dans l'Anti Atlas où les séries ont été divisées en quatre groupes. Par leur résistance différente à l'érosion, ils déterminent la topographie appalachienne de la plus grande partie de l'Anti Atlas.

+ Groupe des Feijas externes

Ces roches constituent le substratum de la dépression située entre les rides gréseuses du Tabanit (Cambrien moyen) et du Premier Bani (Ordovicien moyen). Il s'agit surtout de shales et d'argilites grises et jaunâtres avec une intercalation gréso-quartzitique : les grès du Zini, équivalents des Grès armoricains de France (DESTOMBES et al., 1985). Tous ces niveaux sont datés par des faunes abondantes à brachiopodes, trilobites, échinodermes et, surtout, graptolites (*Anisograptus*, *Didymograptus*, etc..). Les dépôts montrent souvent des épisodes transgressifs, marqués par des niveaux ferrugineux et la profondeur du milieu reste continuellement faible comme l'indiquent les faciès de tempêtes rencontrés.

+ Groupe du Premier Bani

A leur sommet, les shales des Feijas externes s'enrichissent progressivement en matériel détritique grossier et on passe ainsi aux grès du Premier Bani. Ceux-ci constituent une puissante barre gréseuse qui, épaisse de plus de 400 m dans la région de Zagora, est un élément morphologique majeur de la couverture paléozoïque de l'Anti Atlas. Vers le nord-est, cette épaisseur se réduit jusqu'à 200 m et moins encore dans le Tafilalt. Ces grès représentent le Llandeilo et, peut-être, la base du Caradoc.

+ Groupe de Ktaoua

Les faciès sont de nouveau argileux dans l'Anti Atlas. La faune caractérise le Caradoc et l'Ashgill, et elle présente des traits communs avec celle de la Bohème, témoins d'une même situation nord-gondwanienne à cette époque. Dans le Tafilalt, un biostrome de calcaires à Bryozoaires (*Trematopora, Arthropora,* etc..) se développe au Caradoc supérieur.

+ Groupe du Second Bani

Les niveaux gréseux du Second Bani constituent la dernière barre résistante, en forme de cuesta, avant les basses plaines du Draa occupées par les terrains siluro-dévoniens. A la base, une première formation est concordante sur les argilites de Ktaoua ; au-dessus d'un mince niveau de calcaires à bryozoaires, elle est constituée par environ 160 m de quartzites clairs ou sombres, à laminations obliques, alternant avec des argilites et des grès bioturbés. La faune est riche en brachiopodes de l'Hirnantien (Ashgill supérieur). Une formation sus-jacente repose souvent en discordance de ravinement sur les séries antérieures, Ktaoua ou même Premier Bani. Les faciès développés : "argiles microconglo-mératiques" (grains quartzeux dispersés dans une matrice argileuse), conglomérats à galets exotiques, ainsi que les figures sédimentaires suggèrent un environnement glaciaire, corroboré par la présence de planchers striés. La puissance de cette formation varie de 10 à 130 m. Les stries des planchers glaciaires et les paléovallées ont une orientation sub-méridienne. Une faune réduite, surtout à brachiopodes (par exemple *Hirnantia sagittifera)* est, comme précédemment, proche de celle de la Bohème. Elle caractérise l'Ashgill supérieur. Ainsi, les dépôts glaciaires de l'Anti Atlas correspondent à ceux de l'Ordovicien

terminal du Sahara et, comme eux, ils témoignent de la glaciation fini-ordovicienne.

c. Le Silurien

En contrebas de ceux du Second Bani, les terrains du Silurien et du Dévonien basal affleurent dans une dépression, entre ces crêtes ordoviciennes et les sommets, plus modestes, des "Rich" dévoniens. Dans l'Anti Atlas central, la coupe de l'Iriqui (DESTOMBES et al., 1985) montre une série transgressive qui débute au Llandovery par des grès en plaquettes, se compose ensuite surtout de shales et d'argilites sombres à Graptolites contenant parfois des nodules carbonatés, et s'achève avec une succession de séquences argilo-calcaires datant du Ludlow, avec *Monoclimacis haupti* et *M. tomczycki* puis des argiles alternant avec de petits lits de grès et de calcaires sableux à *Scyphocrinites* d'âge Ludlow supérieur. L'épaisseur est ici d'environ 1 100 m. Plus à l'ouest, cependant, elle se réduit par condensation des faciès argileux du Ludlow. A Aïn Deliouine, autre coupe classique de l'Anti Atlas, elle n'est plus que de 600 m. Dans l'Anti Atlas oriental (Tafilalt, Maïder-ou Maader), on retrouve les mêmes faciès de schistes noirs à graptolites et de calcaires à *Cardiola* et Orthocères avec, cependant, des épaisseurs plus faibles et une quantité encore plus réduite de grès.

Dans son ensemble, la sédimentation silurienne s'est faite, après la transgression d'origine glacio-eustatique, de façon continue dans un milieu de dépôt très calme et assez constant tout au long de l'Anti Atlas. Le changement de climat, manifeste au cours de cette époque, est dû certainement à une remontée vers des latitudes plus hautes et aussi, peut-être, à une variation globale.

d. Le Dévonien

Contrairement aux époques antérieures, les faciès se différencient à l'intérieur de l'Anti Atlas, entre les zones occidentales: les plaines du Draa, et les zones orientales : Tafilalt et Maader

• *Dévonien inférieur*

Dans l'Anti Atlas occidental, les argilites sableuses du Gédinnien-Siegénien, à brachiopodes, trilobites, conodontes et tentaculites avec des niveaux calcaires, sont en concordance et en continuité avec les niveaux du Silurien supérieur. Dans l'Anti Atlas oriental, au Tafilalt, des roches basaltiques sont épanchées à Hammar Laghdad. L'Emsien est représenté par plusieurs séquences (les « Rich ») de calcaires, d'argiles et de grès. Dans l'Anti Atlas oriental, les niveaux gréseux disparaissent et les barres calcaires de deux richs successifs fusionnent constituant les "Calcaires inférieurs du Tafilalt" et cette région se distingue ainsi nettement des régions occidentales, par ses faciès pélagiques et l'absence quasi-totale d'éléments détritiques grossiers correspondant aux grès des richs.

• *Dévonien moyen et Frasnien*

Dans l'Anti Atlas occidental, la base du Couvinien est représentée par les grès du rich 4. Les calcaires noirs pyriteux qui se déposent ensuite marquent le maximum de l'extension de la mer vers le sud. Le milieu de dépôt est très calme, peu aéré et sans apports détritiques. Les goniatites, trilobites et tentaculites indiquent le Givétien. Les dépôts frasniens sont encore des calcaires noirs, mais il s'y intercale des minces lits de grès fins dont la source est au nord. Ceci marque le début d'une tendance positive de ce qui est aujourd'hui l'axe de l'Anti Atlas et qui émergeait au Dévonien inférieur et moyen.

A l'est, le Dévonien moyen est représenté par la base des « Calcaires supérieurs du Tafilalt », à goniatites et

tentaculites. Après une émersion locale au Frasnien inférieur, la transgression du Frasnien supérieur dépose des calcaires à céphalopodes.

• *Famennien*

C'est un ensemble épais (2000-2500 m) et argileux à l'ouest. Au Famennien supérieur, des niveaux variés, gréseux ou gréso-calcaires et des lumachelles à brachiopodes s'intercalent dans la série argileuse. La pulsation transgressive de la fin du Famennien se marque par un horizon calcaire sommital à *Platyclymenia* et *Cyrtospirifer*.

Dans l'Anti Atlas oriental, des plates-formes se soulèvent au Famennien inférieur dans le Maader occidental et le Tafilalt (WENDT, 1985). Le calcaire condensé à céphalopodes (la "Pierre d'Erfoud") est déposé sur des séries précédemment émergées. C'est la partie supérieure des Calcaires du Tafilalt. Ces dépôts sont associés à des fonds durcis et de fréquentes discontinuités sédimentaires, expressions de fluctuations du niveau des mers (WENDT et BELKA, 1991) ; le taux de sédimentation était de l'ordre de 1 m/Ma (WENDT, 1988). Entre ces plates-formes, des bassins : Maader central et Tafilalt occidental accueillent, au contraire, une épaisse (700 m ou davantage) série de marnes et de turbidites dont le taux de sédimentation est compris entre 20 et 100 m/Ma.

e. Le Carbonifère

Dans l'Anti Atlas occidental, le Carbonifère est représenté dans une suite de cuestas qui dominent les plaines du Draa et constituent le flanc nord du bassin de Tindouf.

• le Tazout

Sur une épaisseur de 400 à 500 m, on compte trois barres gréseuses, séparées par des intervalles argileux. La barre du Tazout 1 contient des lentilles lumachelliques dont les brachiopodes appartiennent encore au Dévonien terminal (zones V supérieure et VI). Le Tazout 2 est attribué au "Strunien". Au-dessus, des schistes à *Gattendorfia* représentent le Tournaisien inférieur. Ils sont surmontés par le Tazout 3 gréseux du Tournaisien supérieur.

Dans l'Anti Atlas oriental, la transgression amorcée au Famennien se poursuit. Il est probable qu'elle n'a pas submergé tous les reliefs existants car on trouve çà et là, comme dans le nord-est du Maader, des faciès côtiers de cet âge. Les grès du Maader, qui surmontent les argiles vertes à goniatites et clyménies famenniennes, et les grès d'Aouafilal de la région de Taouz correspondent aux grès de Tazout 2. Au-dessus, le Tournaisien est représenté par des argilites à *Gattendorfia* et des grès à brachiopodes semblables à ceux de l'Anti Atlas occidental.

• La Betaïna

Cette série affleure dans une dépression entre les cuestas du Tazout et de l'Ouarkziz. En légère discordance de ravinement sur le Tazout, elle marque une reprise transgressive. Les faciès des "Schistes à Goniatites" sont semblables à ceux des niveaux argileux du Tazout. Ils représentent, en gros, le Viséen inférieur. L'épaisseur de la série est comprise entre 700 et 1100 m. Dans le Tafilalt et le Maader, aussi, le Viséen inférieur est transgressif. Les dépôts sont généralement des argilites grises à goniatites. Localement, des constructions récifales apparaissent. On note des mouvements synsédimentaires et une sédimentation parfois contrôlée par la tectonique : le développement du récif du jbel Begaa, à l'est de Taouz, est contemporain du jeu de failles normales; au nord de Tineghir, les conglomérats famenniens sont recouverts par une série détritique, avec des grauwackes, des arénites, des blocs exotiques et des

passées d'olistostromes. Comme au Famennien, la zone d'apport se situait au sud, à l'emplacement de l'Anti Atlas actuel.

• L'Ouarkziz

Cette ride domine l'ensemble des plaines du Draa, du Tazout et de la Betaïna. Elle est formée d'une série puissante (650 m d'épaisseur) où alternent des calcaires marins à crinoïdes, brachiopodes, polypiers, etc.. et des grès tendres à faciès continental. La série correspond au Viséen supérieur et au Namurien inférieur. Dans l'Anti Atlas oriental, la transgression du Viséen supérieur dépose des argiles et des sables, tandis que s'édifient quelques récifs. Des calcaires marins du Namurien terminent la série au nord de Taouz. Plus à l'est, la zone de Ben Zireg est le siège d'une sédimentation détritique importante (PAREYN, 1961). Sur plus de 3000 m d'épaisseur s'entassent des niveaux chaotiques contenant des blocs glissés de calcaires à crinoïdes et polypiers, de griottes du Famennien et de matériel plus ancien. Au-dessus de ce wildflysch, des calcaires récifaux et des argiles vertes se déposent.

• La Betana

Au sud de la barre de l'Ouarkziz, la série de la Betana, épaisse d'environ 1500 m, représente une partie du Namurien et le Westphalien, voire le Stéphanien inférieur. Ce sont des dépôts continentaux : grès et argilites, datés par des plantes. A l'est, le bassin de Bechar restera immergé plus longtemps, jusqu'au Westphalien moyen-supérieur, avec des dépôts paraliques à charbon.

f. Le type de sédimentation au Paléozoïque dans l'Anti Atlas

Contigu au bassin de Tindouf dont il représente la partie septentrionale, le bassin anti-atlasique se racccorde au sud-est à l'Ougarta, et au sud-ouest au Zemmour, en suivant en cela des anciennes directions panafricaines.

La grande épaisseur des terrains paléozoïques (jusqu'à 10000 m) pourrait, à première vue, suggérer un environnement de type marge passive. Cette hypothèse est discutée par BURCKHARD et al. (2006), dans le cadre de riftings paléo-téthysiens. Les auteurs concèdent cependant que l'absence de sédiments d'eau profonde, particulièrement de turbidites, même dans les roches du Carbonifère inférieur de l'Anti Atlas oriental (MICHARD et al., 1982) est difficilement compatible avec une marge passive, sauf à considérer que l'océan est très éloigné de l'Anti Atlas, si éloigné, en fait, que le domaine anti-atlasique est, simplement, un bassin intracontinental comme ceux du bouclier Ouest-africain.

g. La déformation hercynienne

Au premier abord, la déformation hercynienne est de faible ampleur dans l'Anti Atlas, surtout lorsqu'on la compare avec celle réalisée dans les domaines septentrionaux du Maroc, où elle se traduit par des structures pénétratives, un métamorphisme général très répandu et des granites abondants. Cependant, un examen plus attentif conduit à la reconnaître partout, et à distinguer entre une partie occidentale, d'une part, et l'Anti Atlas central et oriental d'autre part.

• *L'Anti Atlas occidental*

La couverture paléozoïque la plus déformée de l'Anti Atlas occidental est située à l'ouest de la boutonnière du Bas Drâa. Là, les roches cambriennes sont affectées par des plis NNE-SSW à vergence affirmée vers l'est. Un très fort gradient de déformation s'observe

d'ouest en est : au bord de la côte, les plis sont serrés et leur plan axial est souligné par une schistosité cristallophyllienne et un léger métamorphisme (BONHOMME et HASSENFORDER, 1985). A partir de là, l'intensité de la déformation décroît rapidement vers l'est et, dans la plaine de Goulmine, une quinzaine de kilomètres à l'est, les couches cambriennes ne sont plus plissées, mais seulement basculées (Fig. 13). Les roches précambriennes de la boutonnière du Bas Drâa sont restées non affectées par la déformation hercynienne, qui se concentre à l'interface entre le socle et la couverture lors de son poinçonnement vertical par le socle rigide (SOULAIMANI et al., 1997 ; POUIT, 1968).

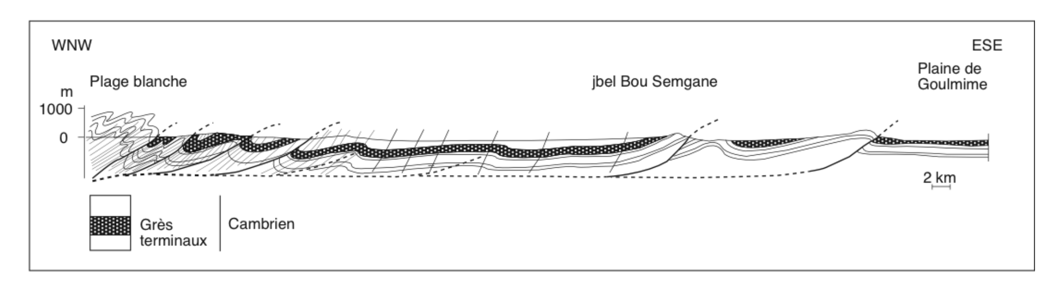


Fig. 13. Coupe dans l'Anti Atlas occidental, à la latitude de Goulmine

Entre les boutonnières du Kerdous et d'Ifni, le plateau des Lakhsas présente des plis subméridiens, parfois accompagnés d'une schistosité pénétrative. Cette déformation est la plus intense au centre de la zone, autour du jbel Inter, et elle diminue de part et d'autre, vers le Kerdous à l'est et Ifni à l'ouest, avec des pendages faibles dirigés vers le centre du plateau (SOULAIMANI et BOUABDELLI, 2005).

Au nord-est de la boutonnière du Kerdous, la région d'Irherm et de Tata se caractérise par des grands synclinaux ouverts, où affleurent les couches du Cambrien moyen, séparés par des zones anticlinales étroites. Le schéma structural apparaît compliqué par la diversité des directions structurales, ce qui pourrait suggérer des épisodes successifs de déformation. Cependant, comme on n'observe pas de reprise de structures antérieures par des plis ou des failles plus tardives, une autre hypothèse suggérerait que ces diverses orientations résultent de l'adaptation de la couverture paléozoïque à un socle découpé par des failles anciennes, réactivées au Paléozoïque. La faille de Tata serait un exemple de ces failles anciennes.

Dans le Bani plissé, la tectonique est contrôlée par l'existence de zones ductiles dont la plus importante est celle formée par les shales « adoudouniennes » de la Série lie-de-vin. Au-dessus de ces niveaux plastiques, les plis sont nettement marqués, avec une géométrie coffrée ; en-dessous, les couches restent planaires (Fig. 14). Les plis de longueur d'onde kilométrique du Bani et ceux, déca- à hectométrique, des Rich, sont développés sur ce modèle. Il est remarquable que ces derniers présentent une géométrie cartographique en échelon, même si leurs axes sont subhorizontaux.

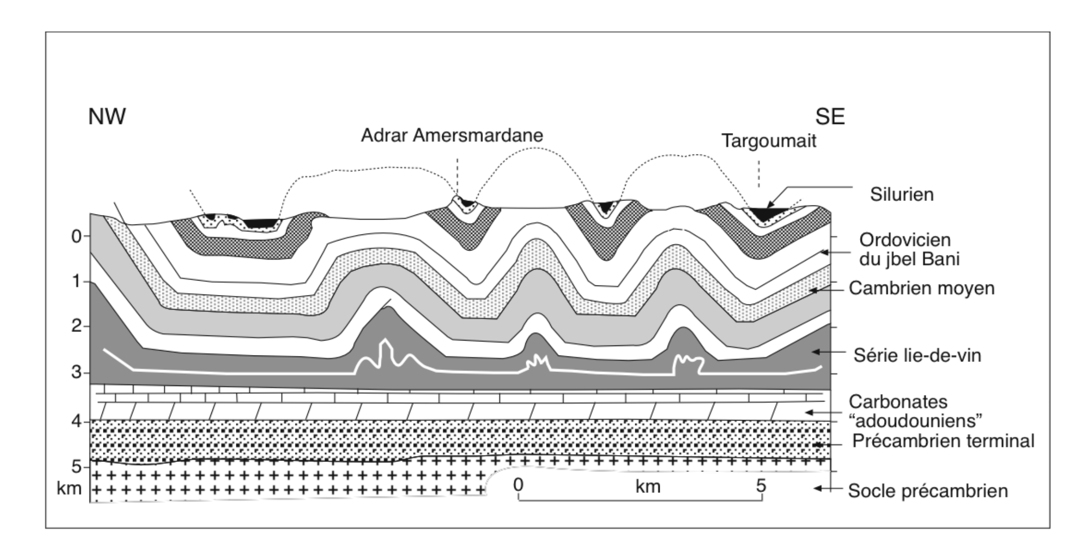


Fig. 14. Coupe dans le jbel Bani, montrant la disharmonie et le décollement au niveau des argiles plastiques de la Série lie-de-vin.

Les niveaux dévoniens du sud de l'oued Drâa sont les derniers à être affectés par une déformation hercynienne indubitable. Plus au sud, les séries carbonifères, et spécialement les barres viséennes du jbel Ouarkziz ne sont plus plissées, à peine affectées par un léger pendage vers le centre du bassin de Tindouf dont elles constituent la bordure nord.

Le socle cristallin de la boutonnière de Bou Azzer n'a pas été visiblement affecté par la déformation hercynienne, mais sa couverture paléozoïque est plissée, localement affectée par une schistosité peu marquée et, comme à la périphérie d'autres boutonnières, décollée du socle de telle sorte que la boutonnière, dans son ensemble, apparaît comme un grand pli coffré NW-SE.

Plus à l'est, des structures plissées et chevauchements vers le sud affectent la couverture du Saghro et de l'Ougnat et des chevauchements aveugles sont repérés dans le Tafilalt.

• *Le style tectonique hercynien dans l'Anti Atlas*

Le style structural et morphologique appalachien de l'Anti Atlas est caractéristique, avec ses crêtes allongées, résistantes à l'érosion, séparées par des zones topographiquement plus basses (les Feijas). Par ailleurs, on note la présence dans la série paléozoïque de niveaux plastiques susceptibles de constituer des zones de décollement. Enfin, le domaine est situé entre les zones orogéniques hercyniennes au nord et le craton au sud. Tous ces éléments suggèreraient, à première vue, que l'Anti Atlas serait un avant-pays orogénique comparable à celui, par exemple, des cordillères nord-américaines, avec un découplage de la couverture paléozoïque par rapport à son socle panafricain. Autrement dit, la tectonique hercynienne anti-atlasique serait pelliculaire.

Cependant, à la différence des Rocheuses, le socle affleure ici, au sein

de boutonnières et on voit souvent que les plis de la couverture se moulent autour des boutonnières, ce qui est difficile à envisager dans le cas d'une déformation pelliculaire de la couverture. Par ailleurs, même si des décollements locaux existent, le système de chevauchements, de plis de rampes et de redoublements de couches en duplex, si caractéristique de la tectonique pelliculaire, est absent dans l'Anti Atlas. La construction de coupes équilibrées (HELG et al., 2004) montre un raccourcissement minimum de 17% pour les quartzites ordoviciens, accommodé dans le socle le long de failles crustales à 18-25 km de profondeur. C'est dire que la tectonique hercynienne de l'Anti Atlas affecte aussi le socle et que le domaine anti-atlasique n'est pas l'avant-pays orogénique pelliculaire de la chaîne hercynienne déversé sur le craton. Il est vraisemblable que cette tectonique résulte de l'inversion des structures extensives du Paléozoïque basal, elles-mêmes contrôlées par la réactivation d'anciennes failles pré-cambriennes.

h. La couverture post-paléozoïque

De Boudenib à la région de Kem-Kem puis au Zemoul, les terrains anciens de l'Anti Atlas et du Tafilalt sont recouverts en discordance par des couches méso- et cénozoïques généralement minces et subtabulaires. Celles-ci constituent de vastes entablements plats : les Hamadas du Guir, de la Daoura, du Draa et, plus à l'ouest, de Tindouf. Les niveaux triasiques et jurassiques ne sont représentés qu'aux marges de l'Anti Atlas ; au nord, à la limite avec le Haut Atlas, et à l'ouest, dans la plaine côtière. A part ces zones, les seules roches de cet âge dans l'Anti Atlas sont magmatiques : les dolérites triasico-liasiques (HAILWOOD et MITCHELL, 1971) et la "norite" de Msissi, un gabbro alcalin d'âge jurassique (140 Ma, K-Ar sur biotites : SALMON et al., 1986-1987), comparable à ceux des massifs du Haut Atlas central.

En dehors des bassins côtiers, les terrains sédimentaires post-paléozoïques ne sont représentés que dans les minces plaquages des hamadas. La colonne stratigraphique synthétique des hamadas, résumée en particulier des travaux de LAVOCAT (1954), est la suivante, au-dessus des terrains modérément plissés du Paléozoïque :

+ couches rouges, continentales, gréso-silteuses, d'une trentaine de mètres d'épaisseur, à poissons dipneustes, dinosauriens (*Megalosaurus*, *Diplodocus*) et crocodiles. C'est le "Continental intercalaire" des géologues sahariens qui représente, au moins en partie, le Crétacé inférieur et parfois le Cénomanien de base.

+ dalle cénomano-turonienne; marnes, calcaires gréseux et surtout calcaires. C'est un dépôt marin, à oursins et lamellibranches (FERRANDINI et al., 1985). A la latitude d'Erfoud, l'épaisseur de la dalle est d'une quarantaine de mètres; elle s'accroît vers le nord où, sur 80 m, elle forme le substratum de la hamada d'Aoufous entaillée par l'oued Ziz. Vers le sud, par contre, l'épaisseur se réduit et les faciès deviennent plus côtiers : calcaires gréseux et marnes; il est parfois difficile de les distinguer des faciès continentaux sous-jacents. Cette dalle forme le plateau du Kem-Kem.

+ Grès, marnes et gypse du Crétacé supérieur. Là encore, l'épaisseur augmente depuis la région de Taouz (50 m) vers le nord (400-500 m au pied méridional du Haut Atlas).

+ Complexe à *Clavator*, décrit comme des bancs de calcaires lacustres intercalés de niveaux gréseux, du

Cénozoïque. Ces terrains, épais d'une cinquantaine de mètres, forment la hamada de Boudenib. Ils semblent absents à la latitude de Taouz. Plus au sud les couches, elles aussi lacustres, à *Limicolaria,* un gastéropode pulmoné, reposent au sud-est sur les calcaires du Kem-Kem.

+ Grès azoïques et calcaires : jusqu'à 80 m d'épaisseur dans la région de Boudenib. Ils sont rapportés au Mio-Pliocène.

+ Dalle hamadienne supérieure : ensemble calcaréo-gréseux d'une trentaine de mètres d'épaisseur qui constitue la hamada supérieure, du Guir au Draa. Elle est ordinairement composée de deux barres de calcaire blanc, souvent silicifié, séparées par des grès calcaires tendres. L'âge pliocène est indiqué par des gastéropodes d'eau douce : limnées (*Limnea bouilleti*), planorbes (*Planorbis thiollieri)*, physes, etc.

Dans leur ensemble, ces séries de couverture sont tabulaires. Une structure se dessine, cependant, centrée sur un axe subéquatorial passant par Taouz. Au nord, les dalles calcaires du Crétacé moyen sont pentées vers le nord; une structure synclinale à très faible rayon de courbure s'étend, orientée E-W, parallèlement au cours de l'oued Guir. La zone de Taouz, ancien haut-fond crétacé, limite de deux bassins lacustres aquitaniens, est faiblement ployée en un très vaste bombement anticlinal sur lequel les grès et les calcaires du Pliocène se déposent en légère discordance. Par la suite, un basculement fini- ou post-Pliocène est responsable des pendages faibles vers le sud de la surface de la hamada supérieure.

A RETENIR

Le Maroc saharien est constitué par la partie nord-occidentale du craton Ouest-africain, et des deux chaînes péri-cratoniques : les Mauritanides à l'ouest et l'Anti Atlas au nord.

1. Le craton Ouest-africain

a. La Dorsale reguibate

Cette partie du craton est constituée de terrains cristallins où on reconnaît les effets de deux orogenèses majeures : archéenne (env. 3000 Ma) et éburnéenne (env. 2000 Ma) à l'issue desquelles le craton est demeuré stable.

b.La plate-forme de Tindouf

Le bouclier précambrien est recouvert en discordance par une série paléozoïque où l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère sont représentés. Ces séries marines de faible profondeur sont restées sub-horizontales.

2. Sahara occidental et Zemmour : la marge occidentale du craton

a. Les Ouled Dhlim

Comme dans les Mauritanides s. str., ce sont des terrains cristallins paléozoïques, mais aussi des roches cristallines et des ophiolites panafricaines, qui sont charriés en direction de l'est sur la couverture sédimentaire du bouclier Ouest-africain.

b. Le Zemmour

Les terrains qui le constituent représentent le Paléozoïque, de l'Ordovicien au Dévonien. Ils sont charriés en direction de l'est sur le craton. Un fort gradient de déformation est noté, décroissant d'ouest en est. Il s'agit d'une ceinture d'avant-pays mauritanien.

3. L'Anti Atlas : la marge nord du craton

Les terrains précambriens affleurent dans une série de « boutonnières » disposées, du SSW au NNE, le long de

l'axe anticlinorial de l'Anti Atlas. De part et d'autre de cet axe on rencontre les séries sédimentaires paléozoïques, souvent peu déformées.

a. Les terrains précambriens

Les séries paléoprotérozoïques ont subi l'orogenèse éburnéenne, documentée par les nombreux granites datés à environ 2000 Ma. Il n'existe pas actuellement d'affleurements amenant la preuve de l'existence de cette orogenèse au NE de l'« Accident majeur de l'Anti Atlas ».

Les séries néoprotérozoïques témoignent d'un rifting au cours duquel une marge passive s'est constituée, avec le dépôt des calcaires et quartzites du PII. Au-delà de cette marge, l'accrétion océanique a engendré au moins localement une croûte océanique que l'on retrouve dans les ophiolites de Bou Azzer et du Siroua dont l'âge est fixé à 788-762 Ma. Enfin, des formations volcano-sédimentaires correspondent à une situation d'arc magmatique associé à une subduction.

L'orogenèse panafricaine résulte de la subduction de la lithosphère océanique et de la collision des terrains d'avant-arc, de l'arc magmatique et du craton lui-même, à environ 685 Ma. Les structures qui en résultent impliquent un charriage vers le sud-ouest et une composante transpressive sénestre.

Les séries détritiques et les volcanites rouges du Groupe de Ouarzazate dont le groupe supérieur (« PIII ») s'est déposé après 600 Ma, en discordance sur les structures panafricaines. Il existe des arguments pour lier le développement des bassins faillés où certaines de ces séries rouges se déposent à un épisode extensif qui se poursuit localement jusque dans l'extrême base du Paléozoïque. Au cours de ce rifting, la remobilisation de la croûte profonde se traduit par la montée de dômes gneissiques et la mise en place de magmas alcalins et tholéiitiques.

b. Les terrains paléozoïques et l'orogenèse hercynienne

La colonne paléozoïque est exclusivement sédimentaire. Après les dépôts carbonatés et argileux du Cambrien, elle s'organise en un méga-cycle sédimentaire conduisant, schématiquement, des séries surtout gréseuses de l'Ordovicien aux shales et argilites du Silurien, puis aux calcaires du Dévonien inférieur et moyen (à part l'Anti Atlas occidental, où les Rich contiennent des éléments gréseux et argileux). Ceci traduit la progression de la transgression marine sur le craton et l'éloignement des rivages et donc le tarissement progressif des apports détritiques, en même temps que l'évolution vers des conditions climatiques tropicales réalisées au Dévonien. Après le Dévonien supérieur, les apports détritiques réapparaissent, venant cette fois du domaine anti-atlasique lui-même en cours de surrection et de diversification. Le retrait de la mer s'effectue vers l'est, au Carbonifère moyen.

La déformation hercynienne est, dans l'ensemble, peu intense et, en tout cas, exempte de toute mise en place de granites. Dans l'Anti Atlas occidental, des plis et des chevauchements à vergence est, comme dans le Zemmour, accidentent la série du Paléozoïque inférieur, mais, là encore comme dans le Zemmour, le gradient tectonique est fortement et rapidement décroissant vers l'est. Dans l'Anti Atlas central et oriental, la couverture paléozoïque n'est guère déformée qu'aux abords des boutonnières précambriennes dont on montre qu'elles ont poinçonné les séries sus-jacentes. Même si des dysharmonies de plissement sont visibles çà et là, causées par l'existence de niveaux

plastiques comme ceux du Silurien, il est clair que le raccourcissement hercynien, si modéré soit-il, affecte aussi le socle précambrien. Au sud de l'Anti Atlas, à la hauteur du jbel Ouarkziz, la déformation hercynienne est extrêmement peu marquée : nous sommes ici à la limite sud de la chaîne.

c. La couverture post-paléozoïque

Cette couverture se caractérise par l'absence de dépôts sédimentaires triasiques, les seules roches de cet âge étant des dolérites liées au rifting atlantique.

Au-dessus des séries paléozoïques, des hamadas tabulaires emboîtées représentent le Crétacé marin et les couches continentales, parfois lacustres, du Cénozoïque.

3. LA MESETA

3.1. Les terrains du socle mésétien
(Fig. 15)

3.1.1. Les séries précambriennes

Dans la Meseta, les séries précambriennes affleurent bien moins largement que dans les zones méridionales du Maroc. On ne les rencontre que ponctuellement, au cœur de certains anticlinaux : à El Jadida (GIGOUT, 1951), dans les Rehamna (CORSINI et al., 1988a) et dans la partie orientale du Massif central, dans les régions de Bou-Acila et Goaida (MORIN, 1960) et du jbel Hadid (MORIN, 1962). Partout, sous des calcaires du Cambrien inférieur, ce sont des roches volcaniques acides ou andésitiques. La comparaison avec le Néprotérozoïque terminal de l'Anti Atlas (série de Ouarzazate-Précambrien III ou Adoudounien) est tentante, et elle est généralement acceptée. Elle vient d'être confirmée par l'âge de 593+/-8 Ma (U/Pb sur zircons) obtenu sur les méta-rhyolites ou métamicrogranites des Rehamna (BAUDIN et al., 2003).

La présence de ces roches sous les formations cambriennes datées montre à l'évidence d'abord qu'il n'existait pas, à l'extrême base du Cambrien ou avant, une barrière entre les domaines anti-atlasique et mésétien, ensuite que le socle de la Meseta est sialique et probablement structuré par l'orogenèse panafricaine et enfin, puisque ces niveaux sont au cœur des anticlinaux cambro-ordoviciens, qu'il n'existe pas de niveau de décollement entre le Cambrien et ces roches volcaniques du Néoprotérozoïque terminal.

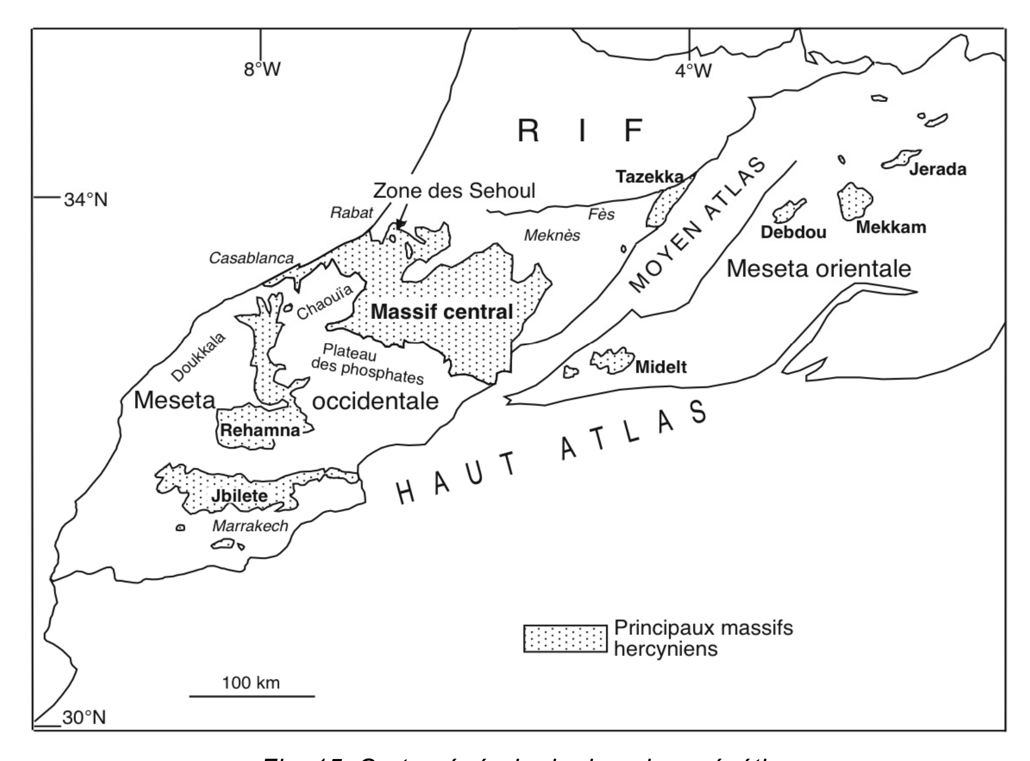


Fig. 15. Carte générale du domaine mésétien

3.1.2. Le Cambrien

3.1.21. Le Cambrien inférieur

Le Cambrien inférieur est daté par des archeocyathidés au jbel Irhoud, dans les Jbilete occidentales. Au-dessus de quelques niveaux de grès et d'argilites, ce massif montre un récif lenticulaire de 5 km de long sur 1 km de large, où les archeocyathidés indiquent le Lénien.

Ailleurs au Maroc, on connaît des niveaux carbonatés à la base du Cambrien. Dans les Rehamna, au cœur des anticlinaux de Lalla Mouchaa, des dolomies affectées par des plis couchés à charnières aiguës sont attribuées au Cambrien inférieur. Leur substratum affleure à l'est : les "gneiss de Sidi Bahilil" (GIGOUT, 1951; CORSINI et al., 1988, BAUDIN et al., 2003) sont d'anciennes roches volcaniques acides comparables à celles évoquées plus haut dans le Massif Central. On retrouve les carbonates, toujours dans la même position stratigraphique, au-dessus de volcanites ou de métavolcanites acides, à El Jadida et à Goaïda dans le pays Zaïan, sous la forme d'un calcaire marmoréen associé à un conglomérat à galets de rhyolites et de granites. Là où on peut la mesurer, l'épaisseur de ces niveaux avoisine 200 m. Il y avait donc, au Cambrien inférieur, une plate-forme carbonatée, à tendance récifale, développée en climat chaud sur l'ensemble de la Meseta, du Jbel Irhoud jusqu'à l'est du Massif Central.

Au-dessus de ces carbonates, dans les Rehamna, par exemple, un niveau d'une centaine de mètres d'épaisseur montre leur passage progressif aux séries détritiques du Cambrien moyen. Des lits centimétriques, successivement carbonatés et grauwackeux, alternent, affectés par les plissements hercyniens. La dissolution préférentielle des carbonates confère à ces couches de passage au Cambrien moyen le faciès très caractéristique des "schistes à trous". Celui-ci se retrouve dans d'autres régions du Maroc paléozoïque, en particulier dans la formation de Bou-Gader des Jbilete. On le connaît aussi en Montagne Noire, dans le Sud de la France.

3.1.2.2. Le Cambrien moyen

Au-dessus des « schistes à trous », une puissante série se développe, constituée de shales verdâtres et de grauwackes, avec des lits tuffacés. Elle se retrouve, avec des faciès très uniformes, dans les Rehamna et les Jbilete occidentales, et dans la Meseta côtière où elle a été datée du Cambrien moyen par LECOINTRE dès 1918. Depuis, on y a découvert *Paradoxides rugosus*, *Solenopleura*, *Ellipsocephalus germani*, etc.. Ce sont les shales ou schistes à *Paradoxides* de la littérature géologique marocaine. Au-dessus, les shales passent progressivement à un niveau quartzeux : les Quartzites d'El Hank, épais de 200 m à Casablanca. A Dar-bou-Azza, non loin de Casablanca, ces quartzites ont livré des brachiopodes articulés du genre *Billingsia*, d'âge Cambrien supérieur probable (ANDRE et al., 1987). La récurrence argilo-silteuse qui apparaît au-dessus des quartzites et sous les niveaux transgressifs de l'Ordovicien appartiendrait, dès lors, au Cambrien supérieur. A Dar-bou-Azza, dans la série sus-jacente aux quartzites d'El Hank, ANDRE et al. (1987) décrivent des stratifications entrecroisées bosselées, des lamines convolutées, des boules ovoïdes, etc.., qu'ils interprètent en termes de dépôts de tempêtes, caractéristiques d'une profondeur faible de la mer, inférieure à 40 m.

En Meseta occidentale, les schistes à *Paradoxides* contiennent fréquemment

des niveaux pyroclastiques. Deux centres émissifs ont été localisés, l'un dans l'oued Rhebar, entre Rabat et Casablanca (DESTOMBES et JEANNETTE, 1966), avec des tufs et des brèches andésitiques, et l'autre à Sidi-Saïd-Maachou, dans la vallée de l'Oum-er-Rbia (GIGOUT, 1956), avec des coulées basaltiques. Le caractère calco-alcalin de ces roches (EL HADI et al., 2006) s'explique par une contamination ancienne, pré-cambrienne, du manteau.

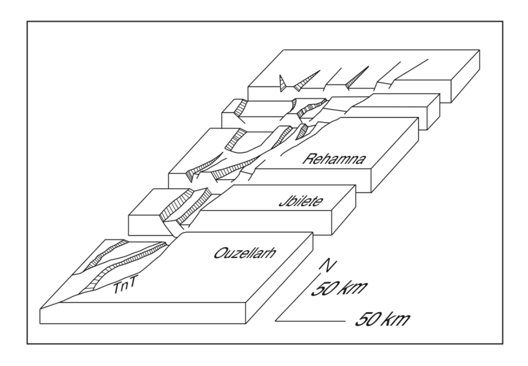


Fig. 16. Le graben cambrien de la Meseta occidentale et du Haut Atlas

L'épaisseur de la série des schistes à *Paradoxides* est variable. BERNARDIN *et al.* (1988) montrent que la Meseta côtière, partie la plus occidentale de la Meseta, était au Cambrien moyen plus subsidente que le reste du Maroc : à l'est d'une ligne NNE-SSW allant de Bouzniqa aux Jbilete occidentales, (et, au-delà, dans le Bloc ancien du Haut Atlas), l'épaisseur de la série ne dépasse pas 1000 m. A l'ouest de cette ligne, les épaisseurs sont toujours plus importantes.

Il se dessine, de l'ouest de Casablanca aux Jbilete, un graben où les dépôts du Cambrien moyen atteignent 6000 m d'épaisseur (Fig. 16).

A l'est, dans la partie orientale du Massif central et la Meseta orientale, le Cambrien moyen et supérieur n'est pas daté directement. Dans l'anticlinal du pays zaïan, à l'est du Massif central, on corrèle les 800 à 1000 m des schistes d'Ouardane, et leurs intercalations volcaniques, avec les schistes à *Paradoxides*, alors que l'épaisse série des quartzites zaïans (3000 à 4000 m) est rapportée aux quartzites d'El Hank, bien que l'Ordovicien puisse aussi y être représenté (CAILLEUX, 1994). A Midelt, les schistes métamorphiques, avec leurs importantes intercalations doléritiques et gabbroïques pourraient, eux aussi, appartenir au Cambrien moyen.

La zone des Sehoul est une bande longue d'une quarantaine de kilomètres entre Rabat et Tiflet. Les oueds Bou-Regreg et Tiflet permettent l'affleurement d'une série : les Schistes des Sehoul, sur laquelle les marnes miocènes du Gharb reposent en discordance. Cette série est restée longtemps non datée et on l'a rapportée successivement à l'Ordovicien (COGNEY, 1957), au Précambrien supérieur et, sur la base de considérations de faciès, au Cambrien (PIQUE, 1979), confirmée par la présence de *Oldhamia* et *Parasolenopleura sp.* (EL HASSANI, 1994). Son épaisseur est au minimum de 500 m. Elle se compose d'alternances silto-grauwackeuses, au-dessus de niveaux carbonatés identiques aux "Schistes à trous" du passage Cambrien inférieur-moyen. Du bas vers le haut de la séquence, l'étude sédimentologique montre le passage de sédiments prodeltaïques à bancs réguliers, parfois granoclassés, à des couches de plaines deltaïques où les bancs sont lenticulaires et chenalisés.

3.1.2.3. Le Cambrien supérieur

La présence de couches d'âge Cambrien supérieur a été démontrée

par ANDRE et al. (1987) dans la région de Casablanca. On peut se poser la question de la raison de l'absence très fréquente de ces niveaux, en Meseta comme dans le sud du Maroc : lacune par manque de dépôt marin, ou bien par érosion fini-cambrienne ou Ordovicien inférieur ?

A l'échelle de la Meseta tout entière, le Cambrien est occupé par un cycle sédimentaire complet, depuis la transgression du Cambrien inférieur, qui dépose les derniers niveaux carbonatés importants avant ceux du Dévonien, jusqu'à la régression incomplète de la fin du Cambrien moyen. Les faciès, on l'a vu, sont peu diversifiés; les schistes à *Paradoxides* sont aisément identifiables tout au long de la Meseta. Cependant, une étude attentive montre des différences : les épaisseurs sont très variables, même sur de faibles distances. Il serait intéressant de vérifier si la disposition subméridienne des horsts et grabens démontrée en Meseta côtière se retrouve plus à l'est, et de la confronter avec la disposition WSW-ENE des lignes isopaques de l'Anti Atlas.

Par ailleurs, l'étude pétrographique et géochimique du volcanisme cambrien permet d'en éclaircir la signification géodynamique : les coulées et filons basaltiques de la Meseta côtière présentent des caractères de séries alcalines intraplaques (OUALI et al., 2000) de même que les métadolérites de Midelt. Quant aux basaltes et dolérites de l'est du Maroc central, ils présentent des caractères de tholéites intraplaques (OUALI et al., 2003). Le Cambrien apparaît ainsi très clairement comme une période de distension à la marge du Gondwana.

3.1.3. L'Ordovicien

Sur la côte atlantique, entre Rabat et Casablanca, à Mansouriah, la série ordovicienne est la suivante, au-dessus des niveaux cambriens (DESTOMBES et JEANNETTE, 1966) :

+ grès microconglomératiques violacés, transgressifs, d'âge arénig (60 m) ;
+ shales de la formation de la Chabet el Oukaref, à graptolites et trilobites de l'Arenig ;
+ shales, psammites et quartzites de la formation de Sidi Khriali : Llandeilo (200 m) ;
+ grès et quartzites de la formation des Ouled-el-Bahloul : Llandeilo (160 m) ;
+ grès grossiers ferrugineux et quartzites de la formation de Feddan-Taba : Caradoc (150 m);
+ grès, microconglomérats, quartzites et argiles micro-conglomératiques semblables à celles du sommet du Second Bani de l'Anti Atlas : Ashgill.

Des successions comparables, caractérisées par l'évolution vers des termes de plus en plus gréseux et quartzitiques au Caradoc, puis par la présence, au toit de la série, des "argiles micro-conglomératiques", sont connues partout dans la Meseta occidentale : Rehamna, Jbilete, anticlinal de Khouribga-Oulmès. Dans cette dernière région, l'Ordovicien est représenté par la série suivante, développée de la région d'Oulmès à celle des Smaala (CAILLEUX, 1978; DESTOMBES et al., 1985 ; RAZIN et al., 2001 et fig.17) :

+ Groupe des «schistes en dalles» regroupant les grès du Zguit, peut-être encore du Cambrien, équivalents des quartzites d'El Hank, les schistes du Tergou où sont représentés l'Arénig et le Llanvirn inférieur, la formation d'El Harcha avec *Colpocoryphe aragoi*, *Ribeiroia apusoides, etc.* du Llanvirn

supérieur-Llandeilo inférieur ;

+ Formation d'Ouljet Bou Khemis (O. B. K) : schistes gris-fer à exsudations ferrugineuses, à *Dalmanitina, Pseudoconularia maroccana, etc.* du Llandeilo supérieur ;

+ Formation d'Aïn Malou: quartzites supra O.B.K ;

+ Formation du Grou ou série «millefeuilles», alternances de pélites et de grès-quartzites attribuées au Caradoc inférieur à moyen ;

+ Formation du Beddouz: quartzites massifs à *Calymenella* sp., *Kloucekia* sp., etc.. du Caradoc moyen ;

+ Formation de Sidi Saïd : pélites et barres de grès massives à *Calymenella* sp., *Dalmanella* sp., etc… du Caradoc supérieur ;

+ Formation d'Ouled Akra : série monotone de schistes à *Mucronaspis termieri* de l' Ashgill supérieur ;

+ Formation d'Ezzhiliga : quartzites et grès et schistes microconglomératiques attribués à l'Ashgill supérieur.

Au point de vue sédimentaire, ces séries présentent des faciès de plate-forme silico-clastique peu profonde, caractérisés par des remises en mouvement des sédiments sous l'action de tempêtes. Ces faciès sont voisins de ceux de l'Anti Atlas et il faut donc imaginer une immense étendue marine, très plate et très peu profonde, au nord du craton ouest-africain.

Plus à l'est, par exemple dans les Jbilete orientales, l'Ordovicien est représenté par des psammites et des shales à séquences turbiditiques. Là, la coupe de Ras-el-Kebir comporte plusieurs faciès: siltites en bancs d'épaisseur constante, à base érosive, bancs granoclassés à rides de courant et bancs grossiers homogènes, qui sont interprétés comme des turbidites de moyenne densité déposées en milieu profond. Le talus est retrouvé plus au nord, dans le Massif Central septentrional. Des shales et des argiles microconglomératiques, qui sont datés paléontologiquement de l'Ashgill supérieur, s'accompagnent de conglomérats à éléments exotiques probablement d'origine glaciaire: granites, roches métamorphiques diverses. Cette succession est semblable à celle du jbel Aouam où la série de l'Ordovicien supérieur est épaisse d'au moins 1000 m (FRANCOIS et al., 1986) et, plus généralement, à celle de la région zaïane, non loin de Khénifra. L'Ordovicien supérieur (Caradoc et Ashgill) y est daté par des trilobites. Il s'agit de schistes psammitiques ou de shales gris finement micacés; on n'y rencontre pas les épaisses barres de quartzites caractéristiques des séries occidentales. Des niveaux gréseux réapparaissent cependant plus à l'est, dans la région du Tazekka où ils forment, par exemple, les 350 m d'épaisseur de la coupe du jbel Tifarouine.

Une autre région de la Meseta possède des caractères distinctifs par rapport à la Meseta occidentale proprement dite; il s'agit de sa marge septentrionale, de Rabat à Tiflet. Là, au sud de la zone des Sehoul, l'anticlinal de Rabat-Tiflet amène à l'affleurement, sur une épaisseur de 200 à 300 m, des siltites, des grès-quartzites et des niveaux d'oolites ferrugineuses. A Rabat, les associations d'acritarches et de chitinozoaires datent l'Arenig à la base et le Llanvirn au sommet de la série (RAHMANI, 1978); les trilobites (*Ampyx*, *Placoparia*) et les graptolites récoltés (*Didymograptus*) sont de l'Arenig moyen (EL HASSANI et al., 1988). Les coupes de Tiflet indiquent l'Arenig et le Llanvirn supérieur; les niveaux plus récents de l'Ordovicien ne sont pas représentés. Ces faunes, et en particulier les graptolites, sont très semblables à celles de la Bohême. Le milieu de dépôt, peu profond, est une zone prodeltaïque dont la profondeur diminue

vers le sommet de la séquence. Celle-ci se termine à Tiflet par des grès oolitiques ferrugineux. A l'intérieur de la série, des intercalations de roches magmatiques basiques de 10 à 20 m d'épaisseur sont présentes. Ce sont d'anciennes coulées basaltiques ou des filons doléritiques, à présent spilitisés (PIQUE, 1979, EL HASSANI 1994). Ces deux caractères : lacune des termes postérieurs au Llanvirn et activité magmatique à l'Arenig-Llanvirn distinguent la coupe de Rabat-Tiflet de celles du reste du Maroc.

A part donc cette région, l'ensemble de la Meseta est, à l'Ordovicien inférieur et moyen jusqu'au Caradoc une plate-forme peu profonde, reliée à l'Anti Atlas, où se déposent des shales micacés dont les éléments sont d'origine méridionale, et de nombreux niveaux ferrugineux souvent liés à des épisodes régressifs et transgressifs. A l'Ordovicien supérieur (Caradoc et Ashgill), ces shales s'enrichissent progressivement en matériel sableux et on passe aux barres quartzitiques caractéristiques de la Meseta occidentale. Une sédimentation pélitique persiste cependant au cours du Caradoc, des Jbilete orientales à la région zaïane; cette zone NE-SW est un sillon turbiditique à l'Ashgill. A la fin de l'Ordovicien, toutes les régions mésétiennes montrent, comme celles de l'Anti Atlas, les mêmes faciès péri-glaciaires et sont caractérisées par un taux de sédimentation exceptionnel sur la plate-forme. Dans l'ensemble, c'est la zone la plus septentrionale, de Rabat à Tiflet, qui se distingue le plus, avec ses coulées basiques et la lacune de l'Ordovicien moyen et supérieur.

3.1.4. Le Silurien

Dans la partie orientale du Massif central, les déformations hercyniennes, souvent accompagnées de la mise en place d'écailles et de nappes où les niveaux du Silurien jouent le rôle de semelle plastique, rendent difficile l'établissement d'une colonne stratigraphique du Silurien à un endroit déterminé (BENSAID, 1979). Cependant, tous les étages du Silurien sont représentés dans la région et il est possible de donner une colonne synthétique en combinant les observations réalisées à plusieurs endroits, des niveaux de base vers le sommet de la série :

+ Formation du Mokattam: shales très siliceux, parfois de véritables phtanites (on y reconnaît des restes de radiolaires). Ils sont bleu-foncé ou noirs en cassures et leur patine est gris-mauve. Leur épaisseur est d'une vingtaine de mètres environ. La faune de graptolites (WILLEFERT, *in* DESTOMBES et al., 1985) indique le Llandovery basal et moyen.

+ Série de Touchchent (région de Mrirt) : shales argileux noirs où le Wenlock inférieur est représenté. Ailleurs, toujours dans la région de Mrirt, le Wenlock supérieur et le Ludlow sont présents, avec un faciès de shales violacés contenant des niveaux de calcaires à *Scyphocrinites*.

Deux caractères importants de ces séries, par ailleurs semblables à celles, plus orientales encore, du Tazekka et de Jerada, sont la présence à leur base du Llandovery le plus inférieur, et le caractère siliceux et phtanitique des sédiments du Llandovery inférieur et moyen.

Dans l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès, une colonne stratigraphique composite du Silurien montre, de bas en haut :

+ Quartzites (15 m d'épaisseur moyenne), passant graduellement aux shales du Tarannon inférieur. Ces quartzites sont un niveau d'âge llandovery, transgressif sur les séries ordoviciennes ;

+ Shales argileux de moins de 100 m d'épaisseur, où d'abondants graptolites indiquent un âge Llandovery supérieur-Tarannon ;

+ Shales et calcaires. Les shales ont des couleurs moins sombres que ceux qui sont sous-jacents. Ils contiennent des nodules de calcaire ocre en patine, noir en cassure, à orthocères, *Cardiola* et autres bivalves. Les shales livrent des graptolites du Wenlock supérieur et du Ludlow inférieur ;

+ Shales de Sidi-M'Bellej (région d'Ezzhiliga), avec des calcaires gris à *Scyphocrinites* du Ludlow supérieur.

Plus à l'ouest, dans la coupe classique de l'Aïn-Sidi-Larbi (région de Ben-Slimane), la série silurienne repose directement sur les niveaux de l'Ashgill. Son épaisseur est d'une centaine de mètres. DESTOMBES et JEANNETTE (1966) y décrivent, de la base au sommet :

+ Shales sombres à *Monograptus priodon*, *Cyrtograptus*, etc.. (Wenlock);

+ Calcaire ocre (Wenlock);

+ Shales argileux avec quelques bancs siliceux fins au sommet, où *Bohemograptus*, *Monograptus ultimus,* etc. indiquent le Ludlow ;

+ Shales à bancs quartzitiques décimétriques; à la base, un niveau de nodules calcaires à *Scyphocrinites*; au sommet, des shales à *Monograptus uniformis* (Ludlow).

En Meseta côtière, la coupe de l'oued Cheguiga, dans le flanc ouest du synclinal d'Ouled-Abbou (CORNEE et al., 1985), est constituée de 90 m de calcaires, siltites et argilites d'âge Llandovery supérieur à Silurien supérieur. Comme celle, voisine, de l'oued Targa, elle se caractérise par la présence de coulées basaltiques d'affinité alcaline intraplaque (EL KAMEL et al., 1998). Les dépôts y sont de faible profondeur (ATTOU et HAMOUMI, 2004).

Dans la région de Rabat, enfin, la coupe du bas oued Bou-Regreg montre, sur une soixantaine de mètres, des shales gris-noir à conodontes du Wenlock (BENFRIKA et RAJI, 2003) et, au-dessus, des calcaires sombres, fétides, alternant avec des shales. Dans la partie supérieure de la coupe, tous les niveaux du Ludlow sont datés par des graptolites et des trilobites dont l'affinité avec ceux du Budnanien de Bohême est remarquable. Dans l'anticlinal de Tiflet, les niveaux directement transgressifs sur le granite fini-ordovicien de Sidi-bou-Jemaa sont des grès lie-de-vin, microconglomératiques; c'est l'arène consolidée du granite. Au-dessus, une séquence d'une vingtaine de mètres d'épaisseur est formée de couches silto-gréseuses et surtout calcaires. La partie supérieure a livré *Monograptus ultimus* ou *M. lochkoviensis* du Pridoli. Cette série est donc silurienne, probablement Silurien supérieur comme les autres niveaux siluriens de l'anticlinal de Rabat-Tiflet. Comme dans la coupe de l'oued Cheguiga, elle comporte des intercalations volcaniques basiques d'épaisseur métrique. Ces roches volcaniques sont des spilites dont quelques analyses suggèrent, comme celles d'Ouled Abbou, l'affinité alcaline.

L'histoire sédimentaire et les faciès du Silurien sont très voisins d'une région à l'autre de la Meseta. Le système débute par une transgression, à l'issue de la fonte de l'inlandsis fini-ordovicien. Les sédiments qui se déposent sont des shales sombres, caractéristiques d'une mer probablement peu profonde et, en tout cas, très peu agitée. Plus tard, la proportion des carbonates augmente, suffisamment pour que se forment des concrétions ovoïdes ou même des lits. Les faunes, particulièrement les graptolites, sont communes à l'ensemble du domaine.

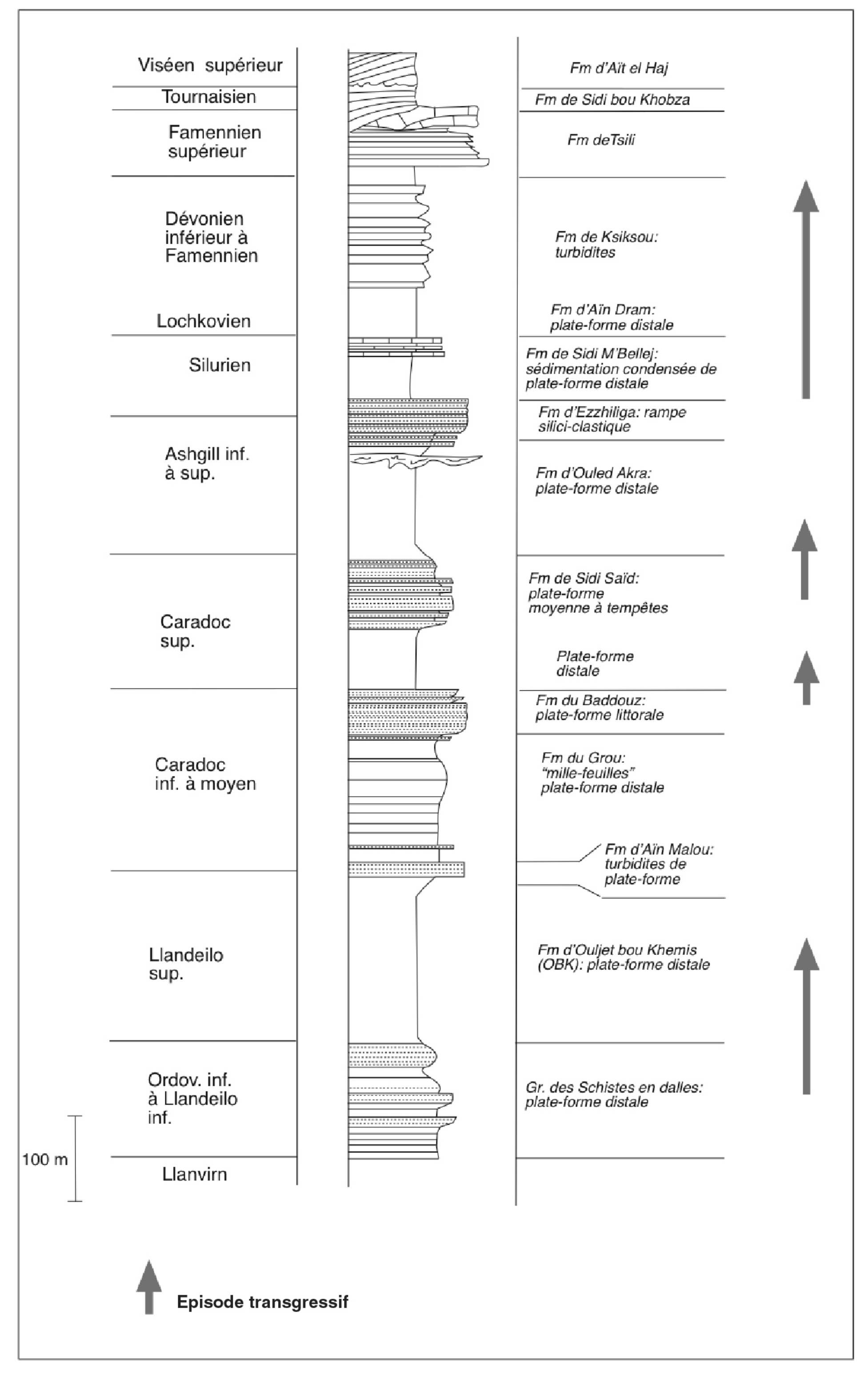


Fig. 17. Colonne lithostratigraphique du Paléozoïque dans la partie centrale de la Meseta occidentale

A cette époque, la Meseta, ainsi d'ailleurs que l'Anti Atlas, appartenait à un même ensemble peu profond, à sédiments détritiques très fins. Il existe, cependant, des différences significatives entre les diverses parties de la Meseta, et particulièrement entre la Meseta orientale et la Meseta occidentale. Dans la première, de Jerada à la région de Mrirt, les premiers dépôts siluriens, au-dessus des terrains de l'Ashgill, datent du Llandovery très inférieur; la régression fini-ordovicienne et la transgression silurienne apparaissent ici si proches dans le temps que l'on peut considérer que, à la différence des zones plus occidentales, cette zone n'a pas émergé au cours de cet intervalle. De plus, les dépôts du Silurien inférieur, souvent plus chargés en détritiques et même parfois quartzitiques en Meseta occidentale, sont en Meseta orientale des shales fins et phtanitiques. Il est donc probable que les régions occidentales étaient, au Silurien, plus proches de terres émergées, à l'ouest ou au sud-ouest, d'où provenaient les éléments détritiques qui n'atteignaient pas les zones orientales.

3.1.5. Le Dévonien

Dans la Meseta, les couches dévoniennes reposent en concordance sur les terrains siluriens. Souvent, la sédimentation continue sans lacune apparente celle du Silurien. Elle durera jusqu'au Dévonien supérieur, quand commencera un nouveau cycle.

3.1.5.1. Le Dévonien inférieur et moyen

La coupe de Hossein, non loin du confluent des oueds Akrech et Bou-Regreg, 6 km au sud-est de Rabat, est une de celles où le passage continu du Silurien au Dévonien est exposé. Sur les pélites noires et les calcaires du Ludlow on observe, en concordance, une série dévonienne dont les faciès et les faunes sont très proches de ceux de la Bohême, si bien que l'on adopte pour la décrire les subdivisions stratigraphiques du Dévonien de Bohême (HOLLARD, 1967; ALBERTI, 1969):

+ Lochkovien : calcaires noirs en plaquettes et pélites argileuses violacées (40 m) avec *Monograptus microdon* et *M. præhercynicus*, devenant de plus en plus calcaires au sommet (45 m), où l'on récolte *Paranowakia cf. bohemica*, *Cornuproetus lipidus*, etc.. ;

+ Praguien : calcaires noduleux de l'oued Akrech (50 m), gris à gris-bleu, à nombreux tentaculites (par ex. *Nowakia acuaria*) et trilobites (*Odontochile rugosum*, *Cornuproetus vicinus*, etc..) ;

+ Zlichovien : partie supérieure des Calcaires de l'oued Akrech (100 m), activement exploités en carrières. Ce sont des calcaires roses, massifs, parfois dolomitiques. Ils montrent quelques failles synsédimentaires E-W à regard sud;

+ A Hossein, la coupe s'arrête là; non loin, au cœur du synclinal de Rabat, on la continue par les schistes de Rahal : 50 m de pélites argileuses gris-verdâtre ravinant les calcaires de l'oued Akrech, à *Werneroceras vernarhenana*, *Phacops sp.,* etc.. de l'Eifélien. Plus à l'est, dans la vallée de l'oued Bou-Regreg, en direction de Tiflet, la coupe du Khaloua montre un calcaire clair et massif, à *Favosites cervicornis* et *Cyathophyllum heterophyllum* du Givétien. D'autres éléments de calcaire récifal givétien existent, à l'état de blocs et d'olistolites, dans les formations chaotiques et conglomératiques du Dévonien supérieur-Tournaisien qui bordent le bassin de Sidi-Bettache défini plus bas.

Plus à l'est, dans la boutonnière paléozoïque d'Imouzzer-du-Kandar, des couches de conglomérats polygéniques remaniant notamment des roches

éruptives sont datées de l'Emsien supérieur par des faunes de brachiopodes (CHARRIERE et REGNAULT, 1989). Ces niveaux témoignent de la proximité d'une terre émergée à la suite d'un évènement tectonique « acadien».

A l'ouest de la Meseta occidentale, on peut prendre comme références les coupes de l'oued Cherrat, à une quarantaine de kilomètres au SSW de Rabat (LECOINTRE, 1926; CHALOUAN, 1981) et celles étudiées par ZAHRAOUI (1994). Bien que la présence du Gédinnien n'ait pu être mise en évidence paléonto-logiquement, rien n'indique une lacune ou, *a fortiori*, une discordance entre les couches dévoniennes et siluriennes. A Aïn Dakhla, la succession, tronquée par une faille à la base, est la suivante (Fig. 18) :

+ Argilites d'Aïn Dakhla : pélites silteuses grises à gris-verdâtre à fins lits microgréseux. Les fossiles, trilobites et brachiopodes, sont limonitisés. On reconnait *Brachyspirifer crassicostata*, *Camarotœchiacf. daleidensis* etc.. puis, plus haut, *Davoustia davousti*, *Atrypa reticularis*, *Euryspirifer pellico, Nowakia acuaria*, etc.. C'est le Praguien-Siegenien supérieur ;

+ Formation de Dhar-es-Smen : à la base, un calcaire bleu-noir, bioclastique et lité, avec des niveaux de cherts ; il contient *Atrypa reticularis*, *Bifida lepida*, *Favosites.* Au milieu se trouve une intercalation argileuse avec *Stropho-chonetes sp.*, *Eodevonaria sp.*, etc.. Au sommet, une seconde barre de calcaire subrécifal, gris-bleu, massif, à *Phacops (Phacops) sp.* e gr. *schlotheimi*, *Tabulipora chouberti*, etc.. Sur une centaine de mètres d'épaisseur, cette formation représente l'Emsien ;

+ Pélites et calcaires de la Sokhrat-Mohammed-ben-Brahim (ou de Aïn-Seffah). Pélitees calcareuses sombres, épaisses d'environ 100 m, avec *Anarcestes lateseptatus* de l'Eifélien inférieur et calcaires noirs à nombreux conodontes (*Polygnathus angusticostatus*, *P. angustipennatus*, *P. intermedius,* etc..) de l'Eifélien supérieur ;

+ Formation de la Sokhrat- ech-Chleuh. C'est une puissante barre calcaire de 300 m d'épaisseur, qui domine le cours de l'oued Cherrat. Elle est formée de deux biohermes successifs, à *Stringocephalus burtini, Thamnopora*, *Hexagonaria, Favositidæ*, etc. du Givétien, séparés par des calcaires gris, parfois dolomitisés, de type biostrome ou faciès d'arrière-récif.

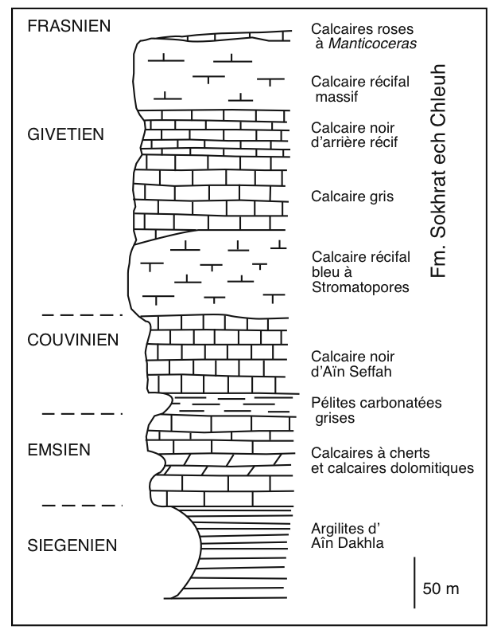


Fig. 18. Colonne lithostratigraphique du Dévonien inférieur et moyen à l'ouest de la Meseta occidentale (vallée de l'oued Cherrat)

Des calcaires givétiens récifaux sont connus aussi dans les Rehamna du Nord, autour de Mechra-ben-Abbou.

A l'ouest de cette localité, à Sekhira-es-Slimane, ainsi qu'au sud-ouest, dans les Rehamna centre-occidentaux, au

Kef-el-Mouneb, dans les Jbilete centrales : série des Skhirate et, on le verra, dans le Bloc ancien du Haut Atlas : série de Talmakent, le Dévonien inférieur présente un faciès de grès continentaux et de conglomérats, entrecoupés d'intercalations marines à *Atrypa reticularis* qui permettent leur datation. Les galets de ces conglomérats, souvent volumineux, sont pour la plupart quartzitiques ; ils résultent de la démolition, pratiquement sur place, des barres quartzitiques ordoviciennes. Ainsi, à l'ouest des Jbilete, le Dévonien inférieur repose directement sur le Caradoc (BEUN et al., 1986).

Dans le domaine de Khouribga-Oulmès, depuis le sud d'Ezzhiliga jusqu'au nord d'Oulmès, la succession des faciès est peu différente de celle de la Meseta plus occidentale. On y distingue selon IZART et al. (2001) et RAZIN et al. (2001) :

+ La formation d'Aïn Dram de 180 m d'épaisseur, constituée de schistes et grauwackes du Lochkovien, de schistes à nodules calcaro-grauwackeux du Praguien, de schistes et calcaire d'âge emsien inférieur et enfin de quartzites, schistes et grauwackes calcareuses de l'Emsien supérieur;

+ La formation de Slimane de 90 m d'épaisseur qui comprend des schistes et calcaires griottes de l'Eifélien inférieur suivis de calcaires, dolomies et calcaires récifaux de l'Eifélien supérieur et du Givétien ;

+ La formation du Ksiksou constituée d'une alternance de schistes et de grès ou de calcaire gréseux présentant des caractères de turbidites. Cette épaisse série turbiditique, généralement allochtone est mal datée, son âge est considéré comme étant emsien à famennien.

La situation au Dévonien inférieur à moyen de ce qui est actuellement le cœur de l'anticlinorium reste un sujet de discussion : plate-forme carbonatée ou zone émergée bordée de récifs dont la relation avec la série turbiditique de Ksiksou n'est pas établie.

La Meseta occidentale a donc constitué au Dévonien inférieur et moyen un domaine de toute façon peu profond, à climat chaud, marqué par une sédimentation parfois pélitique, mais le plus souvent carbonatée. Sur cette plate-forme se sont édifiées des constructions récifales. Les travaux des géologues pétroliers reconstituent l'évolution de cette plate-forme récifale, avec une ligne de récifs-barrières : l'axe d'Imfout, d'orientation NNE-SSW qui se déplaçait au cours du temps, séparant des domaines où se déposaient des boues carbonatées et finement argileuses. Vers le sud et l'ouest, à partir des Rehamna, cet axe haut était émergé au Dévonien inférieur et au début du Dévonien moyen et caractérisé par une certaine instabilité. Vers le nord, l'alignement des zones récifales, tel que l'on peut le suivre de Rabat à Tiflet, est E-W. Il bordait une terre émergée, où le granite de Tiflet était à l'affleurement, et d'où provenaient les éléments du conglomérat emsien d'Imouzzer et les plantes flottées de la région d'Oulmès.

A l'est de la Meseta occidentale, les séries sont moins bien connues, parce que souvent hachées par des failles ou engagées dans des nappes. Elles présentent des différences assez nettes avec celles de la Meseta occidentale proprement dite. Pour la partie orientale du Massif Central, une colonne synthétique est donnée par BENSAID (1979). Dans cette région, d'Azrou à Khenifra, les données structurales permettent de distinguer les séries dévoniennes autochtones de celles incluses dans les diverses unités allochtones (nappes d'Azrou et de Mrirt,

unités chevauchantes orientales : BOUABDELLI et PIQUE, 1996).

La série autochtone du jbel Bouchot (= Bouchchot) est épaisse d'environ 500 m. En contact tectonique avec les niveaux sous-jacents, elle comprend, de la base au sommet :

- 20 m de pélites gréseuses ;
-25 à 30 m de calcaires noduleux et gréseux ;
- 150 m de pélites sombres, pyriteuses, à nodules carbonatés ;
- 50 m de calcaires à cherts et pélites gréseuses ;
- 30 m de pélites verdâtres à lits gréso-carbonatés pyriteux ; les niveaux précédents, à tentaculites, conodontes, crinoïdes et orthocères, représentent l'Emsien ;
- 50 m de calcaires noduleux gris clair de l'Eifélien ;
- 150 m de pélites silteuses rouge-violacé en plaquettes, à intercalations de calcaires fins. Les conodontes indiquent ici le Givétien.

La coupe de Bou-Trou-Al-Aççama (Fig. 19) est plus complète. A la base, des quartzites de 20 à 30 m d'épaisseur représentent le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur. Au sommet, des calcaires griottes et des calcaires gréseux ont livré des conodontes (*Scaphignathus velifer*) du Famennien supérieur.

Toutes les coupes du Dévonien autochtone montrent des faciès de faible profondeur qui correspondent, selon les endroits et les époques, à une plate-forme interne ou externe de haute énergie. Les indices d'une certaine instabilité du fond sont de plus en plus importants vers le haut de la série.

Trois coupes, résumées ici, donnent une image des séries allochtones. La coupe de Bou-Ounabdou (= Bou Nedebou : HOLLARD et MORIN, 1973) est prise sur la Gara de Mrirt; elle montre, du bas vers le haut :

- 50 m de pélites silteuses à niveaux gréso-calcareux ;
- 10 m de calcaires sableux gris à accidents siliceux de l'Emsien ;
- 50 m d'alternances pélitiques et calcareuses à goniatites (*Anarcestes lateseptatus*) de l'Eifélien ;
- 20 m de calcaires noduleux, parfois bréchiques, à interlits marneux : Givétien ;
- 50 m de pélites et siltites verdâtres; des niveaux calcaires, fins à la base, sont de plus en plus épais vers le sommet : Givétien ;
- 10 m de calcaires gris, bioclastiques, à goniatites (*Manticoceras*) du Frasnien;
- 25 m de calcaires griottes gris-clair contenant une lumachelle à *Dzieduszyckia* : Famennien ;
- 10 m de pélites et de grès : Famennien ;
- Quelques mètres de conglomérat calcaire à éléments de grès, de calcaires gris et de phtanites. Ce niveau est attribué au Strunien.

Cette coupe est semblable à celle, tout aussi classique, de Touchchent. Toutes deux sont situées dans l'unité allochtone de Mrirt.

Dans la coupe d'Aït Mimoun-Bou-Agri (région d'Azrou), on rencontre, de bas en haut (Fig. 19):

- 400 m d'alternances de grès calcaires et de pélites calcaires et sableuses, avec des passées conglomératiques. Les figures sédimentaires évoquent celles de séquences turbiditiques. Des nodules calcaires contiennent des trilobites (*Odontochile*) du Praguien-Siegénien supérieur ;
- 60 m de calcaire gréseux et de niveaux calcaréo-pélitiques;
- 150 m de grès, plus ou moins grossiers vers le haut, et de pélites gréseuses à nombreuses figures de glissements synsédimentaires ;
- 3 à 5 m de conglomérats lités, lenticulaires, à éléments de grès et de calcaires divers, identiques à ceux des niveaux sous-jacents ;

- 50 m de grésopélites ;
- 30 m de calcarénites gréseuses à conodontes (*Polygnathus inversus, P. laticostatus,* etc..) de l'Emsien supérieur.

La suite de la coupe, sur le jbel Ben-Aarab, non loin de là, montre sur environ 400 m d'épaisseur des pélites eiféliennes puis des calcaires à cherts datés du Givétien par *Polygnathus variscus*, et des grésopélites.

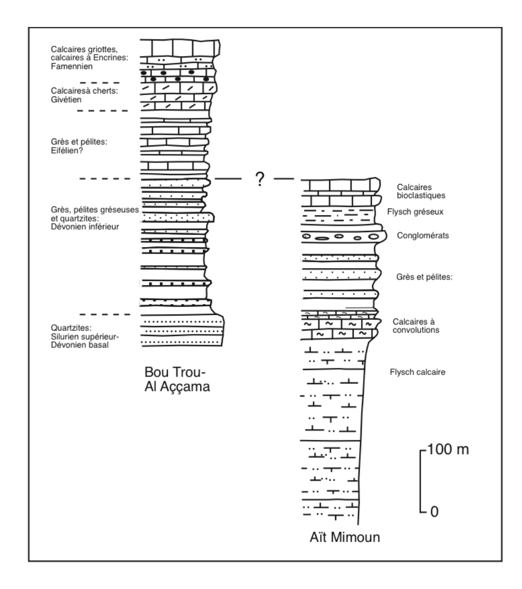


Fig. 19. Colonnes du Dévonien dans la partie orientale de la Meseta occidentale (région d'Azrou)

La coupe de Tourtit-Souq-el-Had, enfin, mérite mention pour ses faciès sédimentaires d'âge Dévonien inférieur : séquences de Bouma complètes, brèches à éléments calcaires décimétriques et coulées de débris où des boues pélitiques consolidées englobent des blocs calcaires de taille plurimétrique.

Les coupes du domaine allochtone présentent toutes la même organisation sédimentaire : le Dévonien basal est absent, sans doute laminé lors de la mise en place des unités ; le Dévonien inférieur est représenté par des séries épaisses, turbiditiques ("flysch calcaire"). Les séquences turbiditiques complètes et les masses glissées suggèrent une proximité de ces dépôts par rapport à leur aire d'apport. Par ces caractères, les séries allochtones s'opposent à celles du domaine autochtone, déposées sur une plate-forme. Par contre, les faciès du Dévonien moyen et supérieur, lorsqu'ils sont conservés, diffèrent peu, dans l'ensemble, entre les séries autochtones et allochtones de cette région. Les faciès sédimentaires et les signes d'instabilité du milieu de dépôt suggèrent, alors, qu'il s'agit de dépôts de talus.

La série allochtone des Jbilete orientales montre des faciès turbiditiques au Dévonien inférieur, identiques à ceux de la région d'Azrou-Khenifra. HUVELIN (1977) décrit des "flyschs" du Dévonien inférieur et peut-être moyen dans la région de Bou-Marhara, au-dessus de phtanites et de schistes à graptolites du Lochkovien, de schistes verts, de calcaires griottes et de calcaires gréseux du Praguien.

Dans la Meseta orientale, les boutonnières de Debdou et du Mekkam comprennent des séries subcontemporaines de faciès voisin: les Schistes de Debdou-Mekkam. Longtemps considérée comme carbonifère, cette série a été datée du Dévonien moyen-base du Dévonien supérieur par des spores et des acritarches (MARHOUMI et al., 1983). La tectonique importante et la monotonie des faciès y rendent délicats l'établissement d'une colonne stratigraphique et l'estimation des épaisseurs. Le faciès le plus fréquemment rencontré est une alternance de schistes violacés ou vert-olive et de siltites grises, ou de grauwackes verdâtres souvent granoclassées. L'étude sédimentologique reste à faire, mais on peut considérer qu'il s'agit ici, comme dans

les nappes d'Azrou-Khenifra et celles des Jbilete orientales, d'un ensemble turbiditique. Il y aurait donc eu, au Dévonien inférieur et, peut-être, au Dévonien moyen, un sillon turbiditique dont la trace est parallèle à un axe Marrakech-Oujda.

Vers l'est, on ne connaît plus de terrains dévoniens en place. Cependant, dans la boutonnière des Zekkara la présence de calcaire récifal dévonien, en blocs exotiques dans une série carbonifère et en klippes tectoniques sur l'Ordovicien suggère l'existence, à cette époque, au-delà du "Sillon Marrakech-Oujda", d'une plate-forme carbonatée récifale, semblable à celle de la Meseta occidentale.

3.1.5.2. Le Dévonien supérieur-Tournaisien

-a. La Meseta nord-occidentale

• Les principales coupes

+ L'oued Cherrat

Dans la vallée de l'oued Cherrat, au-dessus des calcaires givétiens de la Sokhrat-el Chleuh, on note la présence de quelques mètres d'un calcaire bioclastique, à *Manticoceras*, du Frasnien inférieur. Ailleurs, la formation d'El Brijat repose directement sur les calcaires givétiens. Sur une épaisseur importante, estimée par CHALOUAN (1981) à 2000 m, elle se compose de :

- conglomérat à éléments mal triés et anguleux, à matrice carbonatée, attribué au Famennien inférieur ;
- grésopélites, de plus en plus riches en éléments détritiques vers le haut (150 m) ;
- conglomérat bréchique. Les éléments sont des fragments anguleux de calcaires dévoniens; la matrice contient des conodontes (*Spathognathodus costatus, Icriodus cornutus, I. expansus,* etc..) du Famennien supérieur. A l'ouest, en rive gauche de l'oued Cherrat, ces niveaux reposent directement sur le calcaire emsien d'Aïn-el-Aliliga;
- alternances gréso-pélitiques (300 m) ;
- conglomérat à ciment calcaire et à éléments souvent de calcaire construit dévonien ;
- schistes vert-olive épais (500 m) à lits de brèches microconglomératiques dont les éléments sont surtout calcaires. Latéralement, ces schistes ont fourni *Syringothyris cuspidata* et *Spirifer tornacensis* du Tournaisien (LECOINTRE, 1926);
- calcaires sombres ;
- schistes phylladiques à bancs quartzitiques et calcaires (650 m) ;
- couches de la coupe d'Aïn Sferjla : schistes et grès (500 m) avec une coulée andésitique.

+ Le Khatouat et les Mdakra

Dans le Khatouat et les Mdakra, à l'ouest du granite des Zaer, on individualise cinq formations (PIQUE, 1979 ; FADLI, 1994) :

-La formation de Fouizir (Fig. 20) est épaisse d'environ 800 m. Elle repose sur les calcaires du Dévonien moyen et elle est datée du Dévonien supérieur par des acritarches (*Micrhystridium sp., Unellium pyriforme,* etc..) et plus précisément du Famennien par *Dzieduszyckia crassicostata.* Elle se compose de grès fins, puis d'un ensemble de brèches à éléments hétérométriques surtout calcaires, connues sous le nom de Conglomérats de Biar Setla depuis TERMIER (1936), et enfin de grauwackes. Comme dans les autres régions du Maroc occidental où il est connu, le faciès bréchique de Biar Setla résulte d'éboulements de falaises constituées par la série du Dévonien moyen, et de la répartition chaotique des produits de ce démantèlement en contrebas, dans des

coulées de débris passant latéralement à des turbidites proximales.

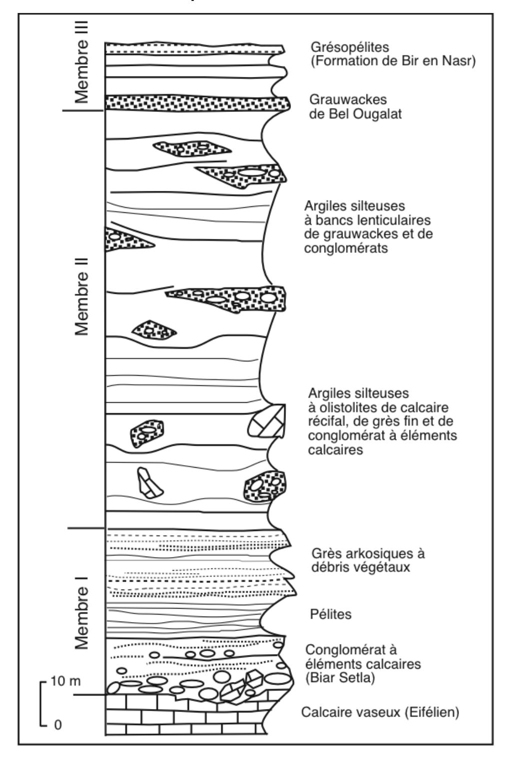


Fig. 20. Colonne du Dévonien supérieur dans la partie occidentale de la Meseta occidentale (Khatouat)

- La formation de Chaabet-el-Baya (Fig. 21) est située dans le massif des Mdakra, à l'ouest de celle de Fouizir. Sa base est inconnue et son épaisseur est d'environ 400 m. La plus grande partie est un ensemble argileux contenant des bancs de conglomérats à éléments calcaires arrondis et jointifs. Au sommet se trouvent des grès et des quartzites à litage oblique qui prolongent les barres quartzitiques struniennes de Ben Slimane. Cette formation est rapportée au Famennien et considérée comme un passage latéral de celle de Fouizir.

- La formation de Bir-en-Nasr repose, dans le Khatouat, sur celle de Fouizir. Elle est recouverte par les schistes et les calcaires viséens. Son âge est famennien supérieur, strunien et probablement tournaisien, au moins *p.p* . Sur une épaisseur d'environ 500 m, c'est une alternance de pélites vert-olive et de grès gris à lamines convolutées, plus abondants au sommet de la formation, parfois riches en débris végétaux. L'ensemble de la formation est interprété comme un dépôt de plate-forme peu profonde mais subsidente dont les apports proviennent de zones émergées à l'est et au nord-ouest ;

-La formation de Souq-Jemaa est un équivalent de celle de Bir-en-Nasr dont elle se distingue par sa richesse relative en grès gris à stratifications en mamelons et en convolutes. C'est un dépôt de faible profondeur, remanié par des tempêtes. L'aire d'apport des éléments détritiques est à rechercher dans la région actuelle des Sokhrate, au SSW du granite des Zaer qui constituait à l'époque une zone émergée : la Ride des Zaer, où les quartzites de l'Ordovicien étaient soumis à l'érosion ;

- La formation de M'Garto est d'âge Famennien supérieur-Tournaisien et elle est donc l'équivalent latéral, vers l'ouest, de la formation de Bir-en-Nasr. Son épaisseur est d'environ 600 m. Le faciès le plus communément rencontré est une alternance de pélites vert-olive et de grès, en bancs plus minces, bien classés, en lamines horizontales souvent convolutées. Dans son ensemble, cette formation est plus pélitique que celle de Bir-en-Nasr.

La reconstitution des paléogéographies successives du Khatouat et des Mdakra au Famennien-Tournaisien découle de la comparaison de ces diverses formations. Le caractère chaotique de la plus grande partie de la formation de Fouizir résulte de la surrection de deux rides bordées par des failles à l'ouest et à l'est du Khatouat ; ce sont, respec-

tivement, la Ride du Cherrat, à matériel surtout dévonien et celle des Zaer, qui sera érodée jusqu'aux quartzites ordoviciens. A l'ouest de la Ride du Cherrat, les Mdakra sont le siège d'une sédimentation calme de plate-forme argileuse (formation de Chabet-el-Baya). Par la suite, l'enfoncement de la Ride du Cherrat permet la communication des aires de sédimentation marine du Khatouat et des Mdakra.

La première, toujours subsidente, se comble par l'apport rapide de sédiments détritiques issus de la partie méridionale de la Ride des Zaer; la seconde, peut-être plus profonde, n'est alimentée que par des débris fins, distaux par rapport à la ride des Zaer, ou bien venant de l'ouest.

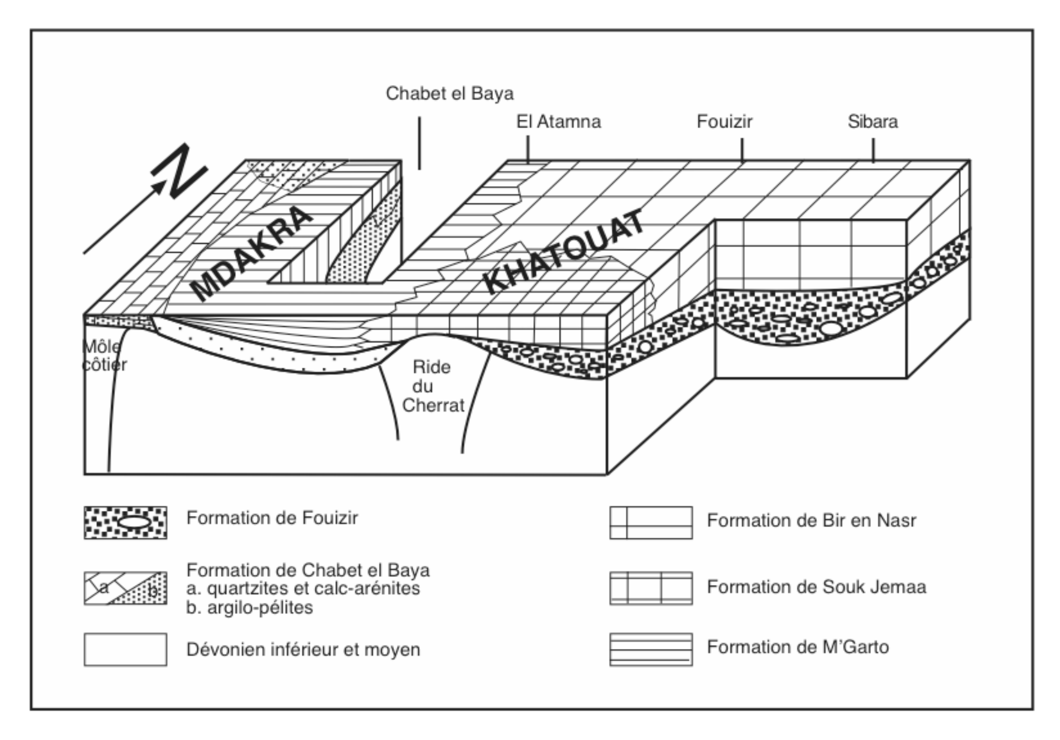


Fig. 21. Bloc-diagramme des formations du Dévonien supérieur dans la partie occidentale de la Meseta occidentale (localisation : fig. 23)

+ La bordure sud de l'anticlinal de Rabat-Tiflet

De Rabat à Tiflet, l'anticlinal à cœur ordovico-silurien comprend, sur son flanc sud, une série du Dévonien inférieur et moyen, dont les derniers niveaux sont érodés à Rabat, sur laquelle repose une série du Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur.

Dans la Chabet Guenfoudia, un petit affluent de l'oued Grou, à une quinzaine de kilomètres au Sud-Est de Rabat, la succession suivante (PIQUE, 1979) est relevée, au-dessus de calcaires et d'argilites du Dévonien inférieur (Fig. 22) :

- Argilites gréseuses et pélites rouge-brique avec bancs de microbrèches granoclassées à éléments de calcaire gris clair dévonien. La taille de ces éléments est variable, du millimètre jusqu' à plusieurs dizaines de mètres de long ;
- Grès fins à grossiers, micacés, microconglomératiques, à plantes flottées. Une lumachelle calcaire contient *Schizophoria sp.*, *Productinæ* (? *Marginatia sp.*), *Spirifer tornacensis*. Il s'agit du Tournaisien ;
- Grésopélites à bancs désor-ganisés (wildflysch) ;
- Basalte spilitisé verdâtre ;
- Grès verts et niveaux chaotiques, avec des blocs gréseux et des fragments de calcaire gris dispersés sans ordre apparent dans une matrice argileuse gris verdâtre de type pélites écailleuses et wildflysch ;
- Barre conglomératique à galets, parfois très gros, parfaitement arrondis.

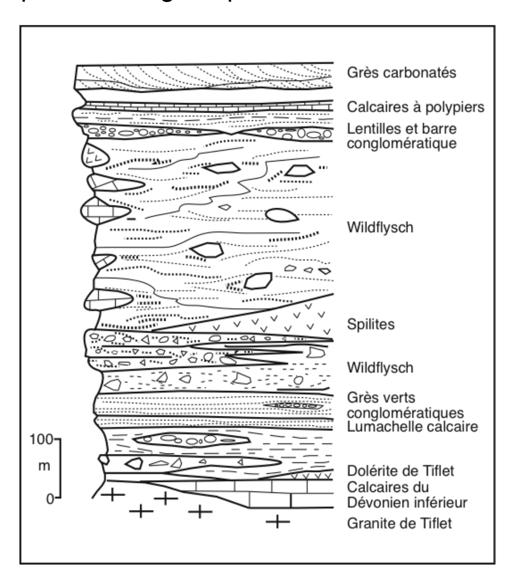


Fig. 22. Colonne du Dévonien supérieur dans la partie septentrionale de la Meseta occidentale (Chabet Guenfoudia, région de Rabat-Tiflet)

Dans la Chabet Guenfoudia cette coupe, d'environ 500 m d'épaisseur, est interrompue par une faille. Des coupes semblables sont suivies plus à l'est, jusqu'aux environs de Tiflet ; elles se terminent par des arénites de faible profondeur et des petites constructions récifales d'âge tournaisien. L'ensemble de ces coupes permet de définir la formation d'Aïn-el-Klab du Famennien supérieur ?- Tournaisien.

+ Aïn-Hallouf

La coupe d'Aïn-Hallouf est située à une douzaine de kilomètres au sud de Rabat. Sa base est inconnue et elle se compose, de bas en haut, de :
- Termes pyroclastiques : grès et tufs acides ;
- Grauwackes et conglomérats; les grauwackes sont feldspathiques et lithiques, en bancs épais, parfois granoclassés; les bancs conglo-mératiques sont lenticulaires. Dans les niveaux pélitiques associés aux conglomérats on trouve *Phacops granulatus*, *Dictyodendron sp.*, *Platyclymenia protracta*, etc. du Famennien supérieur. Sous les conglomérats, les niveaux grauwackeux sont affectés par d'intenses déformations synsédimentaires : plis et cisaillements, indiquant des remises en mouvement fréquentes du sédiment non encore consolidé ;
- Litharénites : grès à matrice peu abondante, avec des microgalets de quartzite et de phyllades, à laminations obliques ;
- Quartzites du jbel Akala, en bancs lenticulaires, qui sont d'anciennes barres sableuses littorales.

L'ensemble de cette série, d'âge Dévonien supérieur, a une épaisseur d'environ 400 m. Au-dessus, les "Schistes à Goniatites" de l'oued Akrech représentent le Tournaisien ; ce sont des shales et des siltites rougeâtres, dépourvues de niveaux détritiques

grossiers et de coulées volcaniques. Les faciès de la coupe d'Aïn-Hallouf sont interprétés par IZART (1990) comme des coulées de débris (conglomérats épais à matrice abondante, sans litage apparent), des turbidites (conglomérats à galets imbriqués, grès et gréso-pélites), des chenaux de bordure (quartzites) et, enfin, des faciès de bassin, gréso-argileux. Ces derniers appartiennent déjà à la formation du Korifla (ci-dessous).

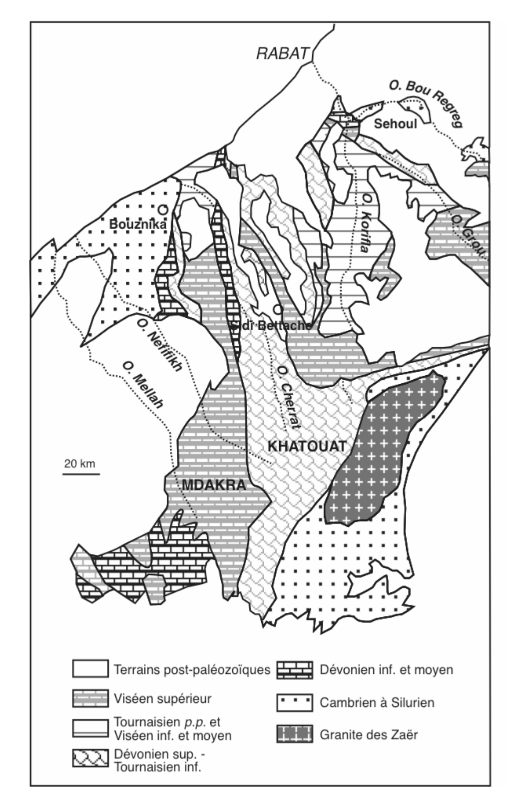


Fig. 23. Carte de la Meseta nord-occidentale

+ La région de Ben Slimane

A l'ouest de la zone de l'oued Cherrat, les seuls terrains d'âge Dévonien supérieur-Tournaisien sont les quartzites struniens qui forment les Sokhrate de Ben Slimane et que l'on retrouve, au nord, près de l'embouchure de l'oued Cherrat. A l'ouest de la "Bande de Ben Slimane" (PIQUE, 1979), ces quartzites reposent sur une série dévonienne du Bloc côtier ou bien ils sont en contact tectonique avec les terrains cambriens de Bouzniqa ; à l'est, ils sont recouverts par les calcaires et les grésopélites du Viséen supérieur.

• La Meseta nord-occidentale au Dévonien supérieur-Tournaisien ; l'ouverture du Bassin de Sidi-Bettache (Fig. 23)

Les coupes de l'oued Cherrat, du Khatouat et de l'anticlinal de Rabat-Tiflet montrent, reposant sur les calcaires du Dévonien inférieur ou moyen, une série transgressive très différente, grossière, détritique et souvent chaotique, avec des coulées de débris et des turbidites proximales. Ces dépôts, datés du Famennien, passent au sommet à des niveaux plus fins de fond de bassin, où des bancs calcaires viennent s'intercaler. Ceux-ci datent du Tournaisien.

La comparaison de ces coupes entre elles, les directions de paléo-courants et les passages latéraux de faciès montrent que les dépôts détritiques famenniens se sont effectués dans un bassin : le Bassin de Sidi-Bettache (PIQUE, 1979; 1984), limité par des rides en surélévation relative d'où provenaient d'importants apports détritiques.

Ces zones d'apport étaient la ride des Sehoul au nord, installée sur la zone des Sehoul et le futur anticlinal de Rabat-Tiflet, la ride du Cherrat à l'ouest, à l'emplacement du futur anticlinal du Cherrat et, à l'est, la ride des Zaer, qui deviendra l'anticlinal de Khouribga-Oulmès. Ces deux dernières rides se rapprochent l'une de l'autre vers le sud, et la largeur du bassin, d'une cinquantaine de kilomètres à Sidi-Bettache, n'est plus

que d'une dizaine de kilomètres (après déformation) au sud du Khatouat.

La formation du Bassin de Sidi-Bettache, lors de la "Révolution famennienne", marque un tournant important dans l'histoire de la Meseta : la fragmentation de la plate-forme du Paléozoïque inférieur. Les produits de la démolition de cette plate-forme, en premier lieu les calcaires dévoniens, s'accumulent, au Famennien, au pied des failles qui délimitent le bassin. Vers l'intérieur du bassin, les débris étaient redistribués par des courants de turbidité et vannés par des courants tractifs. Au point de vue régional, la forme losangique du bassin, la nature rectiligne de ses limites et leur association avec des laves d'origine mantélique suggèrent qu'il s'agit d'un bassin de déchirure (*pull-apart*), né en régime compressif par la remise en mouvement de failles du socle. Divers modèles pour l'ouverture ont été proposés; la plupart impliquent un mouvement cisaillant dextre sur des accidents profonds orientés NNE-SSW.

-b. Autres régions de la Meseta occidentale

+ Zone de de Khouribga Oulmès

Au nord d'Oulmès, IZART et al. (2001) distinguent :

- La formation de Moulay Hassane, de 300 m d'épaisseur constituée de calcaires et de schistes du Frasnien inférieur et du Famennien inférieur et de schistes et grès quartzitiques en bancs métriques du Famennien supérieur. Au sommet de la formation, des miospores datent le Strunien ;
- La formation de Tiliouine, composée de schistes à blocs et olistolites de calcaires du Givétien, de conglomérats et d'alternance de schistes et grès turbiditiques. On peut observer localement sa transgression sur les calcaires karstifiés du Dévonien moyen. Elle débute par un niveau de quelques mètres d'épaisseur de conglomérat à galets mal classés, parfois anguleux, dont les plus gros peuvent atteindre 1 m de diamètre; la plupart provient du calcaire récifal sous-jacent et il arrive que l'on puisse observer, fossilisé, le début du démantèlement des bancs calcaires et leur remaniement sur place. La formation de Tiliouine n'est pas datée, elle est calée entre le Strunien et le Viséen moyen. Le bassin de Tiliouine, prolongement vers le nord-est du bassin de Sidi-Bettache, est probablement relié au Carbonifère inférieur à la Paléo-Téthys.

Vers le sud-ouest, la formation de Tsili présente les mêmes caractéristiques, avec notamment des schistes à blocs remaniant le Dévonien moyen (CHEVREMONT et al., 2001).

+ Les Rehamna du Nord et les Jbilete

Dans les Rehamna du Nord (HOLLARD et al., 1982), la formation famennienne à *Buchiola* et *Cyrtospirifer verneuili* de Foum-el-Mejez, épaisse de 300 m, est une série silto-gréseuse entrecoupée de barres quartzitiques. Elle est recouverte par des grès carbonatés d'âge Famennien supérieur-Tournaisien qui, à l'ouest (formation de Nahilat), sont directement transgressifs sur des calcaires karstifiés du Dévonien moyen. La disposition des formations dans la coupe de Foum-el-Mejez est interprétée comme une discordance progressive des grès struniens sur les grésopélites du Famennien supérieur, liée à des basculements de blocs.

Toujours dans les Rehamna du Nord, mais au NW de ceux-ci, la formation du Bled Mris d'âge Dévonien supérieur probable, avec des chenaux conglomératiques et des blocs quartzitiques de toutes tailles disséminés dans les schistes gréseux, évoque les séquences de bordure du bassin de Sidi-Bettache. On

se trouve ici, vraisemblablement, dans le prolongement méridional de ce bassin, le long de sa marge occidentale, au contact du Bloc côtier. La coupe de Foum-el-Mejez pourrait, dès lors, correspondre à la bordure orientale de la Ride du Cherrat. Dans les Rehamna centraux, la déformation et le métamorphisme rendent délicates de telles corrélations.

Dans les Jbilete, la formation de Skhirat, autrefois considérée comme une "mylonite de base de nappe", est en fait un olistostrome, à la marge occidentale d'un bassin (MAYOL et MULLER, 1985). Des niveaux comparables, enfin, sont signalés au sud-ouest de Marrakech, dans les boutonnières paléozoïques du Haouz. Il est logique d'admettre que ces régions subsidentes, limitées par des failles actives au Dévonien supérieur, constituaient le prolongement vers le sud du Bassin de Sidi-Bettache, sans que l'on sache s'il existait une continuité entre ces régions, ou bien si elles formaient une succession de bassins interconnectés.

+ Le Bloc côtier

Le cœur du synclinal d'Ouled Abbou est occupé par des pélites et des siltites sombres, identiques aux niveaux d'Ech Chiahna, à l'embouchure de l'oued Ikem et à la partie inférieure de la formation de Chaabet-el-Baya.

Dans la région de Safi, une série famennienne d'argilites silteuses et de grès (860 m) est surmontée par des quartzites et des argilites du Strunien (340 m). Il est donc certain que l'on se trouve là dans un bassin peu profond mais subsident, contemporain de celui de Sidi-Bettache : le sillon d'Ouled-Abbou, séparé de celui de Sidi-Bettache par une ride allongée en direction NE-SW à la partie orientale de Bloc côtier.

3.1.5.3. Le magmatisme de la Meseta occidentale au Dévonien supérieur-Dinantien

Les couches du Dévonien supérieur et du Tournaisien situées en bordure du Bassin de Sidi-Bettache contiennent des coulées volcaniques et des filons dont certains niveaux contemporains (par exemple les schistes à goniatites de la coupe d'Aïn Hallouf) sont dépourvus. Ces coulées et ces filons sont peu puissants : une ou plusieurs dizaines de mètres tout au plus. L'âge des coulées est celui des couches qui les contiennent : Dévonien supérieur, Tournaisien et Viséen inférieur dans la région de Rabat.

Les laves constituent un complexe bimodal à spilites-kératophyres; les roches filoniennes sont des dolérites-diabases. Les dolérites les moins transformées gardent intacts leurs plagioclases andésine-labrador et leurs pyroxènes de type augite. Souvent, cependant, la paragenèse initiale des laves a été déstabilisée au cours de la spilitisation, avec le développement d'une association de basse température à albite-chlorite-épidote-calcite. La caractérisation chimique de ces roches profondément transformées n'a pu être réalisée par les simples analyses chimiques des éléments majeurs, dont beaucoup sont mobiles au cours de la spilitisation ; elle a nécessité l'analyse de leurs spectres de terres rares. On a ainsi montré que ces laves et filons dévono-dinantiens sont de nature alcaline comme l'indique, entre autre, la valeur faible du rapport Th/Ta et l'enrichissement en terres rares lourdes dans les termes les plus évolués (KHARBOUCH et al., 1985). Les laves du Viséen inférieur sont, elles, plus transitionnelles. Ces résultats indiquent que la Meseta occidentale était soumise, au Dévonien supérieur-Dinantien, à une distension intraplaque et ils confortent ainsi les indications

fournies par les données sédimentologiques relatives à l'ouverture et au fonctionnement du Bassin de Sidi-Bettache. Plus au sud, dans les Rehamna et les Jbilete, un magmatisme acide et basique, plus important en volume mais chimiquement voisin, est daté du Viséen supérieur, les roches basiques présentant des caractères chimiques de tholéites (ESSAIFI et al., 2003 ; EL KAMEL, 2004).

3.1.6. Le Carbonifère

3.1.6.1 Le remplissage du Bassin de Sidi-Bettache

-a. La Meseta nord-occidentale

Les dépôts épais qui s'accumulent au Carbonifère inférieur dans le Bassin de Sidi-Bettache (PIQUE, 1979; IZART, 1990) sont tous détritiques et marins; on les regroupe en trois formations :

+ Formation de l'oued Korifla

Elle est définie dans la vallée de l'oued Korifla, affluent de l'oued Bou-Regreg. Elle repose, à l'ouest, sur les grauwackes et les schistes tournaisiens de l'oued Ikem, à la bordure occidentale du bassin, et à l'est, elle est recouverte par les grès de l'oued Mechraa. Son épaisseur est très variable. Dans la vallée du Korifla même, malgré les multiples complications tectoniques qui l'affectent, on estime qu'elle est comprise entre 1 000 et 2 000 m. Vers les limites du bassin, cette épaisseur se réduit et la formation se trouve en biseau entre les formations tournaisiennes précédemment décrites et celle, Viséen supérieur, de l'oued Mechraa décrite plus loin. Elle n'est pas représentée en dehors des limites du bassin. Le conglomérat du jbel Bakach, dans le bas oued Bou Regreg, discordant sur les phyllades des Sehoul, en constitue un équivalent latéral, littoral ou continental. Sur la bordure occidentale du bassin, des faciès argilo-gréseux comme ceux du jbel Akala et des schistes à goniatites tournaisiens indiquent un delta marin passant, avec des barres gréseuses, à une plate-forme peu profonde (IZART, 1990). Le faciès caractéristique des zones centrales de la formation apparaît dans la vallée de l'oued Korifla, sur la route de Rabat à Rommani. C'est une alternance de rythmes grésopélitiques. Au nord, autour du confluent des oueds Grou et Korifla, les lits gréseux disparaissent et le faciès est presque exclusivement pélitique. Au sud, vers Rommani, au contraire, les rythmes grésopélitiques sont plus accentués et ils deviennent des séquences turbiditiques.

L'âge de la formation est certainement Viséen inférieur comme l'indiquent aussi bien la flore d'El Magnounan à *Asterocalamites scrobiculatus* que les nombreuses spores et acritarches identifiées par MARHOUMI et al,. (1983). L'identité de faciès avec les schistes à goniatites tournaisiens de la coupe d'Aïn Hallouf amène à considérer que le "faciès Korifla" : siltites à nodules carbonatés et ferrugineux s'est déposé, au fond du bassin, dès le Tournaisien, et qu'il s'est étendu, au Viséen inférieur, sur les marges du bassin. L'importance de la microflore d'origine continentale indique la proximité de terres émergées tout autour de l'aire de répartition de la formation. La profondeur de dépôt devait donc être faible. Pour IZART (1990), il s'agit en effet de dépôts d'assez faible profondeur, provenant de courants de turbidité nés dans des prodeltas. Rappelons, enfin, la présence de coulées volcaniques dans cette série.

+ Formation de l'oued Mechraa

Au centre du bassin, dans la vallée de l'oued Mechraa, cette formation repose en apparente concordance angulaire sur celle de l'oued Korifla. A l'est, elle passe à la formation des Bou-Rzim. Vers les marges du bassin, les niveaux de base de la formation de l'oued Mechraa recouvrent des termes de plus en plus anciens de la formation de l'oued Korifla et, finalement, on les trouve sur les séries dévoniennes. Cette discordance cartographique sous laquelle se trouve le biseau de la formation de l'oued Korifla est particulièrement nette, par exemple, dans la Chabet-el-Harcha, un affluent de l'oued Grou, entre Rabat et Tiflet. Là, le calcaire dévonien est en position anticlinale, dans le prolongement de l'anticlinal de Rabat. Sur le flanc sud de cet anticlinal, une séquence Dévonien supérieur-Tournaisien identique à celle de la Chabet Guenfoudia est recouverte par les grès de l'oued Mechraa (la formation de l'oued Korifla est absente ici, à la marge nord du bassin). Sur le flanc nord de l'anticlinal, la formation de l'oued Mechraa repose, par contre, directement sur le calcaire du Dévonien inférieur. Elle se développe plus au nord dans la vallée de l'oued Satour dans un repli synclinal au cœur de l'anticlinorium de Tiflet. Sur la marge ouest du Bassin de Sidi-Bettache, la disposition est semblable : dans la région de l'oued Cherrat, la formation de l'oued Mechraa repose sur les séries tournaisiennes à l'est de la zone anticlinale du Cherrat, sur les calcaires du Dévonien inférieur au centre de la zone du Cherrat, et sur les niveaux du Dévonien terminal à l'ouest. Une étude précise de l'âge des premiers niveaux transgressifs de la formation de l'oued Mechraa dans cette région a permis à CHALOUAN (1981) de montrer que les plus anciens (base du Viséen supérieur) reposent à l'ouest sur les quartzites du Dévonien terminal ; les niveaux du V3b recouvrent, à l'est, les grauwackes et les schistes famenniens; les calcaires dévoniens du centre de la zone du Cherrat, enfin, ne sont recouverts qu'à la fin du Viséen supérieur (V3c). Ainsi, la transgression du Viséen supérieur dépasse les limites qu'avait le bassin auparavant et elle s'avance sur ses marges en submergeant les paléoreliefs de la ride du Cherrat. Il est toutefois douteux que cette transgression ait recouvert toute la Meseta nord-occidentale : on ne connaît pas de terrains Viséen supérieur à l'ouest, et les faciès de faible profondeur signalés dans la région de Ben Slimane suggèrent la proximité de terres émergées en Meseta côtière. Au-dessus de ces niveaux de base transgressifs, la formation est représentée sur une épaisseur d'un millier de mètres par des rythmes grésopélitiques. Les grès, parfois granoclassés, microconglomératiques, sont en bancs d'épaisseur pluridécimétrique à métrique. Ce sont des litharénites à ciment carbonaté. L'âge de la série est Viséen supérieur (PIQUE, 1979).

+ Formation des Bou-Rzim

Elle occupe le centre du bassin et elle affleure dans la vallée de l'oued Grou, au sud et au sud-ouest de Tiflet. Elle recouvre la formation de l'oued Mechraa. Elle est formée de bancs de grauwackes vertes, d'épaisseur métrique à la base de la série, devenant moins épais au sommet, et de niveaux argilo-silteux. Les faunes y sont rares. On y a récolté *Posidonia becheri* et des goniatites (*Goniatites subcircularis*, *G. spiralis*, *G. nodosus* qui indiqueraient le passage au Namurien (TERMIER, 1936).

Si l'on considère l'ensemble des formations carbonifères du bassin de Sidi-Bettache, on voit qu'elles traduisent

une grande subsidence et enregistrent l'évolution de la maturité des sédiments. A partir des grauwackes famenno-tournaisiennes, les roches gréseuses deviennent de plus en plus triées et leur matrice argileuse disparaît. On aboutit au stade des quartzites très matures dès le Famennien terminal à l'intérieur du bassin (coupe d'Aïn-Hallouf) et, plus tardivement, à la fin du Tournaisien sur les marges du bassin (quartzites de Sidi Abd-el-Kader-Jilali; coupe d'Al Brijat). Les roches fines et bien triées de la formation de l'oued Korifla marquent un état d'équilibre où les sédiments, apportés en quantités importantes, sont triés et vannés sur le fond du bassin. L'arrivée de sédiments immatures correspond à la transgression du début du Viséen supérieur. Elle est à mettre en rapport avec des événements tectoniques qui se déroulent, à cette époque, en Meseta orientale. La subsidence est très active au Famenno-Tournaisien, puis elle décroît au Viséen inférieur pour reprendre au Viséen supérieur.

A l'est du Bassin de Sidi-Bettache proprement dit, il n'y a pas de dépôts dinantiens conservés dans l'anticlinal de Khouribga-Oulmès. Cette structure s'est édifiée à l'emplacement d'une ride paléogéographique : la ride Zaer. Au flanc sud-est de cette ride, dans la région des Smaala, CAILLEUX (1978) décrit une série viséenne en contact tectonique avec des séries plus anciennes, d'âge ordovicien à dévonien. L'absence de terrains du Dévonien supérieur au Tournaisien et la présence dans la série viséenne de conglomérats à éléments dévoniens suggèrent que cette série viséenne était transgressive, vers l'ouest, sur la Ride Zaer. Les premiers niveaux viséens sont datés du Viséen moyen (V2) ; ce sont des schistes noirs à nodules gréseux qui passent à des alternances de pélites et de calcaires gréseux avec des épaississements récifaux à *Caninia*, *Caniniophyllum*, etc. A son sommet, la série, épaisse ici d'une centaine de mètres, s'achève par des pélites à *Posidonia becheri* et une microfaune du V3bγ. Dans la même région, le Viséen se continue dans une autre série : la formation d'Enta, grésopélitique cette fois. Son épaisseur serait supérieure à 1 000 m. Son âge est compris entre le Viséen supérieur à la base, et un niveau élevé du Namurien, au sommet, daté par *Gastrioceras sp.* et *Reticuloceras*.

A l'est, la formation d'Enta passe à celle du Fourhal, au sommet de laquelle le Westphalien inférieur est représenté par des couches encore marines (BENSAID et al., 1980). On est ici au cœur du synclinorium du Fourhal. A la limite orientale de la formation du Fourhal, au voisinage du village Had-des-Bouhsoussène, on retrouve la série de base du Viséen, discordante et transgressive, cette fois, sur les grès ordoviciens du pays zaïan. La série débute là par des niveaux conglo-mératiques puis elle se poursuit avec des bancs de grès carbonatés, rappelant ceux de la formation de l'oued Mechraa, d'âge V2b-V3a. On passe ensuite à une alternance de calcaires et de pélites du V3b-V3c et, enfin, au-dessus, à des pélites à Posidonies, base de la formation du Fourhal. Le bassin de Fourhal est également caractérisé par la présence de roches magmatiques basiques : des coulées de basaltes et des sills de dolérites se mettent en place depuis le Viséen supérieur jusqu'au Namurien. Ces roches appartiennent à une série tholéitique. Une tendance calco-alcaline est mise en évidence dans le nord-est du bassin de Fourhal (RODDAZ et al., 2002).

Ainsi, les données connues actuellement conduisent à envisager sur toute la Meseta nord-occidentale et centrale

une vaste zone où la sédimentation, transgressive à partir du Viséen moyen V2, déborde les limites du Bassin de Sidi-Bettache et s'étend peu à peu sur des rides jusqu'alors émergées: le Ride du Cherrat, probablement complètement sub-mergée, et d'autres zones hautes, seulement en partie recouvertes: les Sehoul au nord, la Meseta côtière à l'ouest, la Ride Zaer et le pays zaïan à l'est. Cette transgression était probablement originaire de l'est ou du nord-est, puisqu'elle est plus précoce à l'est de la Ride des Zaer que dans le reste de la Meseta nord-occidentale. D'ailleurs, c'est aussi à l'est, dans le sillon du Fourhal, que la mer se maintiendra jusqu'au Westphalien et c'est aussi là que, au début du Viséen moyen et supérieur, se déposent des calcaires récifaux alors que des sédiments grossiers et détritiques sont connus à cette époque à l'ouest, dans la formation de l'oued Mechraa.

-b. Rehamna et Jbilete

+ Dans les Rehamna du Nord, le Viséen est représenté par des roches sédimentaires et volcaniques. 10 km au sud de Mechra-ben-Abbou, la série des Skikirat, de toute façon dilacérée tectoniquement, serait-elle un olistostrome remaniant le calcaire récifal dévonien et des niveaux subcontemporains: calcaires à *Zaphrentis sp.*, *Antiquatonia costata*, etc.. ? De toute façon, on se trouve ici à la bordure orientale du bassin prolongeant vers le sud celui de Sidi-Bettache. 6 km au sud-est de Mechra-ben-Abbou, la Gada Jennabia montre une série d'âge Viséen supérieur associant des roches sédimentaires : quartzites, argilites, calcaires récifaux, jaspes, à des coulées volcaniques spilitiques, des sills doléritiques et des tufs. Ces roches basiques appartiennent à une série tholéiitique intraplaque.

On a pensé retrouver l'équivalent de ces roches dans les amphibolites de Lalla Tittaf, au sud-est des Rehamna mais des datations de gabbros amphibolitisés ont livré un âge de 2136 +/-17 Ma (U/Pb sur zircons : BAUDIN et al., 2003) et il est possible qu'une partie au moins de cette série soit un témoin de la croûte précambrienne.

+ Plus que les Rehamna, c'est le massif des Jbilete (Fig. 24) qui permet d'étudier le mieux les dépôts viséens de la Meseta méridionale. D'ouest en est, on y distingue deux séries, initialement définies par HUVELIN (1977) :

- La série du Sarhlef. Elle repose à l'ouest sur la série détritique disloquée des Skhirat et du Rhira qui, au Famennien-Tournaisien, constituait la marge occidentale du bassin (BORDONARO et al., 1979). C'est un ensemble assez monotone, formé surtout de shales et de bancs silto-gréseux. Il s'y intercale des niveaux détritiques à faciès de tempestites et, à Kettara comme à Hajar dans le massif de Guemassa (LEBLANC, 1993), des amas sulfurés d'importance économique.

Parfois, des niveaux sombres peuvent prendre le faciès de "black shales", témoins d'un milieu anoxique, où les métaux, et en particulier l'argent, liés au volcanisme contemporain, sont piégés. Non loin des Jbilete, le massif de Guemassa contient aussi un gisement polymétallique à pyrrhotite, sphalérite, galène, chalcopyrite, etc., inclus dans une série volcano-sédimentaire semblable à celle des Jbilete. La série du Sarhlef est datée du Viséen moyen-supérieur par *Posidonia becheri*, mais il n'est pas impossible que des niveaux plus anciens soient présents à la base de la série. Ces couches sont interprétées comme des dépôts de plate-forme marine distale. Elles sont l'encaissant

d'une série intrusive bimodale : trondhjémites, gabbros et dolérites, montrant divers termes de la différenciation d'un magma tholéiitique. Une datation isotopique des termes acides donne 330.5 Ma (U/Pb sur zircons, ESSAÏFI et al., 2003), confirmant bien l'âge viséen supérieur de ces roches intrusives qui correspondent à celles des Rehamna et à celles du bassin de Fourhal. Elles sont aussi du même type, quoique plus récentes, que les quelques coulées intercalées, au Viséen inférieur, dans la formation de l'oued Korifla.

- La série du Kharrouba. A l'ouest de la série du Sarhlef, et séparée d'elle par un contact tectonique cisaillant, la série du Kharrouba est datée, elle aussi, du Viséen supérieur à son sommet par *Posidonia becheri* et *Goniatites crenistria.*

Elle est constituée de roches de plate-forme : calcaires bioclastiques et grès, et de turbidites alimentées par l'est. La disposition paléogéographique des Jbilete au Viséen supérieur est expliquée ainsi par BEAUCHAMP et IZART (1987) : à l'est, une terre émergée fournit des éléments détritiques à un demi-graben dont l'axe est situé à l'emplacement de la formation du Kharrouba. Dans ce bassin se mettent en place des nappes synsédimentaires, à matériel surtout ordovicien, de provenance orientale.

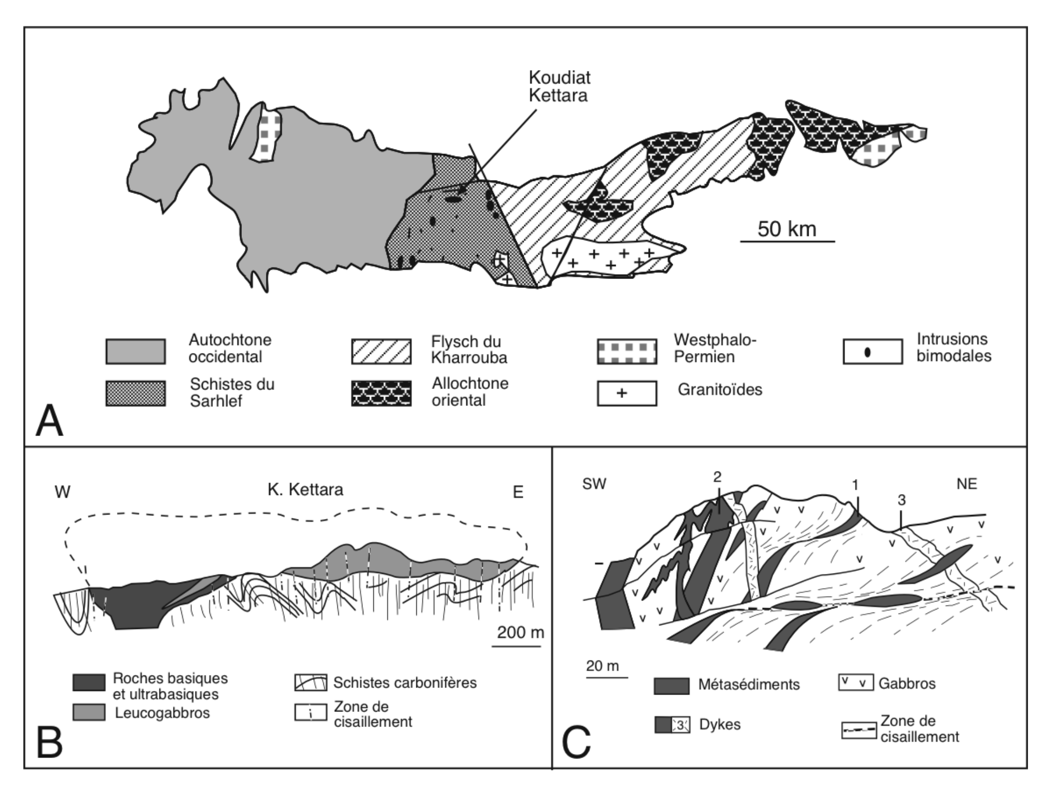


Fig. 24. Le massif des Jbilete
A : carte schématique
B : disposition des roches basiques dans les schistes carbonifères de Kettara
C : cisaillements dans les Jbilete centrales

3.1.6.2. Les bassins orientaux

-a. La zone d'Azrou-Khenifra

+ Les séries carbonifères

Les terrains carbonifères sont largement représentés, avec des faciès variés et des dispositions structurales diverses, dans la région d'Azrou-Khenifra, à la partie orientale du Maroc central (Fig. 25).

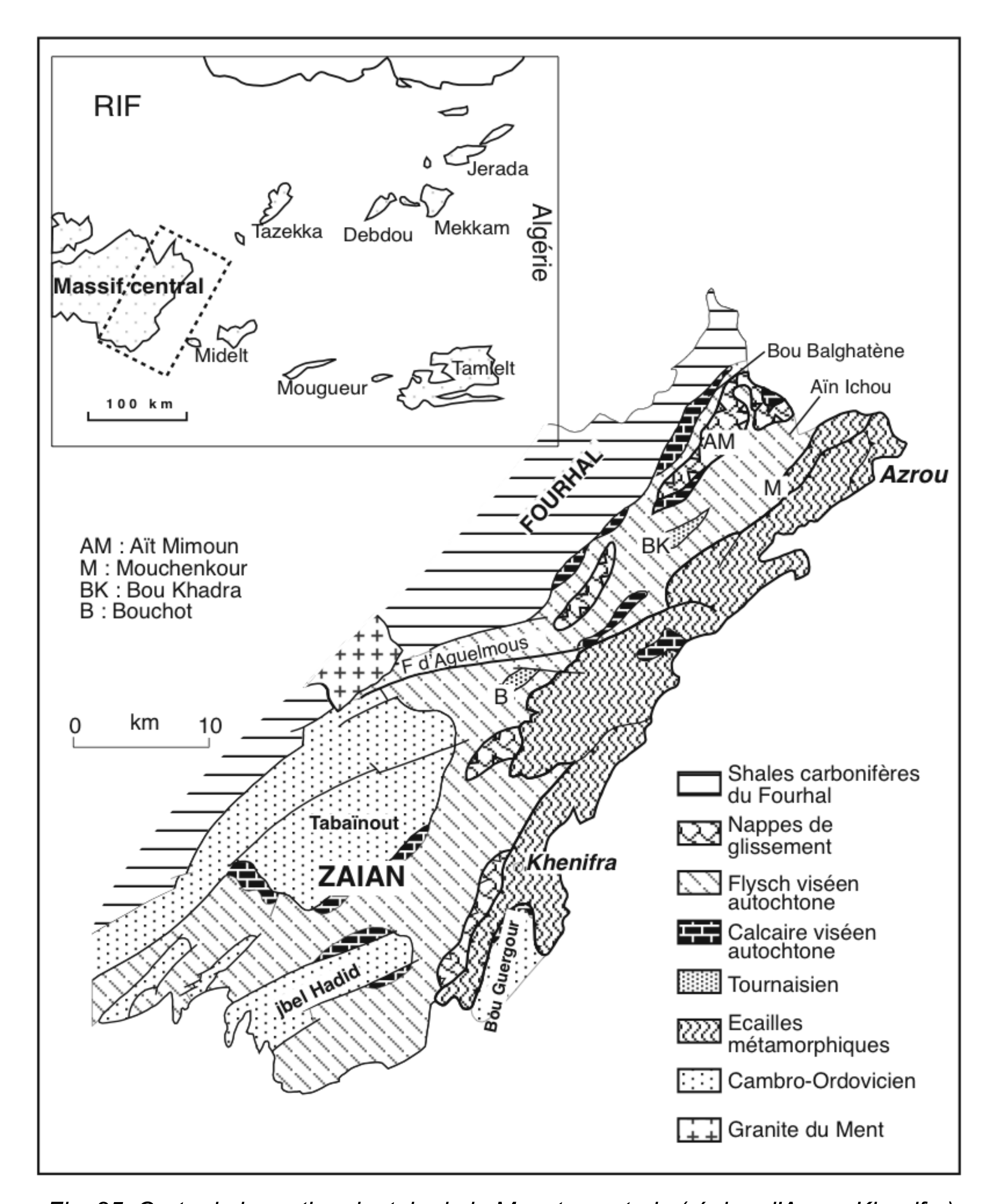


Fig. 25. Carte de la partie orientale de la Meseta centrale (région d'Azrou-Khenifra)

- Tournaisien. Au jbel Bouchot, en discordance angulaire sur les calcaires givétiens, une série détritique est constituée de conglomérats à éléments arrondis de quartzites, de grès grauwackeux, siltites et grès calcareux à litage oblique et figures de glissements synsédimentaires. Du NE vers le SW, la granulométrie et l'épaisseur de la série sont croissantes. Cette disposition résulte du comblement d'un demi-graben (BOUABDELLI et al., 1989). A une vingtaine de kilomètres au SW d'Azrou, une série comparable repose, au jbel Bou-Khadra, sur le Dévonien, ici aussi autochtone, du Bou-Trou. La série a fourni des brachiopodes (*Unispirifer ussiensis*, *Spirifer* gr. *konicki*, *Marginatia*, etc..) du Tournaisien supérieur. Des failles synsédimentaires attestent que la sédimentation tournaisienne était contrôlée par une activité tectonique distensive. Le caractère détritique du Tournaisien, à la base des dépôts du bassin, se retrouve à l'extrémité nord de cette zone dans la formation de Migoumess, longtemps considérée comme westphalienne (BOUABDELLI et DOUBINGER, 1990).

- Viséen autochtone. On décrira ici les deux séries les plus caractéristiques (BOUABDELLI et PIQUE, 1996). Le Viséen inférieur (?) et moyen est représenté dans la coupe de Goulib, à environ 20 km au NW d'Azrou. Ce sont des marnes, des pélites et des calcaires. Ceux-ci sont des roches de haute énergie à oolites, crinoïdes et stratifications obliques. Des polypiers isolés y sont présents. Des niveaux semblables sont connus plus au sud, à Akechmir n'Bou Annou (au nord de Souk-el-Had) par exemple, où ils sont discordants sur les quartzites du Dévonien basal. Le Viséen supérieur est représenté par quelques centaines de mètres de pélites calcareuses, grès calcareux et calcaires à *Gigantoproductus* où les foraminifères indiquent le V3bγ.

Dans la région de Khenifra, les premiers niveaux viséens, trans-gressifs et discordants sur les terrains du Paléozoïque inférieur, datent duV3bγ au jbel Tabaïnout et du V3c au jbel Hadid. Des barres épaisses d'une centaine de mètres parfois sont formées de calcaires bioclastiques. Des épaississements résultent, au jbel Tabaïnout, de la précipitation de micrite sous l'action des vagues. Des récifs de type biostrome sont signalés. Ici, l'épaisseur des seuls terrains d'âge Viséen supérieur est de 2 500 m et leur caractère de plus en plus grossier témoigne de l'accroissement de l'activité tectonique.

Un autre type de série peut être pris comme exemple, avec la formation de Mouchenkour-Aïn-Ichou qui affleure dans le Nord de la région d'Azrou-Khenifra. Son épaisseur est importante, de 1500 à 2000 m. Ses termes successifs sont énumérés ici de bas en haut :

- Schistes ardoisiers noirs du Mouchenkour, avec des lits minces, parfois lenticulaires, de grès fins (200 m) ;
- Grès et schistes. La fraction gréseuse est ici prépondérante. L'ensemble présente des caractères de turbidites (500 m) ;
- Niveaux chaotiques d'Aghroud-Ouymar : conglomérats, turbidites gréseuses, olistolites inclus dans des pélites écailleuses, etc. (80 m);
- Fysch à blocs: les olistolites, dont les plus gros atteignent 20 ou 30 m de diamètre, sont inclus dans des grésopélites déformées plastiquement à leurs abords (300 m);
- Grésopélites ("flysch" d'Aïn-Ichou) avec ou sans olistolites, déformées par de nombreux plis synsédimentaires dont l'amplitude est métrique (500 m).

Il n'existe pas de datation directe de cette série. Elle est certainement sub-

contemporaine à postérieure au Viséen supérieur (V3bγ) qui est l'âge des olistolites calcaires les plus récents.

- Viséen allochtone. A l'intérieur des unités allochtones, la série viséenne repose en continuité sur les niveaux sous-jacents. Dans la nappe de Khenifra, son épaisseur visible est d'environ 350 m. Elle est constituée d'un ensemble pélitique à polypiers isolés où s'intercalent des calcaires de faible profondeur. On a cru (ALLARY et al., 1976) que la série chaotique du Viséen autochtone était liée génétiquement aux unités allochtones dont elle aurait constitué le produit de démantèlement à leur front, déposé au moment de leur progression dans le bassin de sédimentation. La présence de plusieurs séquences chaotiques à plusieurs niveaux sur une même verticale montre plutôt qu'elles ne sont pas liées à un seul épisode de mise en place des nappes, mais qu'elles enregistrent les saccades et les à-coups d'un milieu de sédimentation de plus en plus instable au cours du Viséen supérieur (MULLIN et al., 1976).

+ Le développement du Bassin d'Azrou-Khenifra.

Comme en Meseta nord-occidentale, le début du Carbonifère et peut-être même l'extrême fin du Dévonien sont marqués par un changement de sédimentation. Les premiers niveaux, transgressifs sur les dépôts de plate-forme du Paléozoïque inférieur et moyen, sont conglomératiques et gréseux. Leur disposition cartographique montre qu'ils sont contemporains d'une tectonique distensive qui s'exprime par des basculements de blocs. Ainsi, les couches tournaisiennes, par exemple, sont en discordance angulaire et progressive sur les niveaux du Dévonien moyen. Notons que ces couches tournaisiennes sont restreintes au nord de la zone d'Azrou-Khenifra, le domaine sud étant émergé à cette époque. Durant tout le Viséen, la transgression progressera vers le sud et le sud-ouest et les premières couches transgressives, de plus en plus récentes vers le sud, reposeront sur un "socle" de plus en plus ancien : Dévonien moyen au jbel Bouchot, ordovicien au jbel Tabaïnout et cambro-ordovicien au jbel Hadid. La partie méridionale du bassin d'Azrou-Khenifra est un grand bloc soulevé au sud de la faille d'Aguelmous; elle ne sera recouverte qu'à la fin du Viséen, lors de l'extension maximum de la transgression. BOUABDELLI et PIQUE (1996) incluent ces basculements de blocs autour de directions WSW-ENE dans un modèle cinématique où le Bassin d'Azrou-Khenifra est limité par deux grandes failles transcurrentes dextres, la faille des Smaala-Oulmès à l'ouest et celle de Tazekka-Bsabis-Bekrit à l'est. Au Viséen supérieur, le bassin comprend une plate-forme carbonatée, bien conservée sur sa marge occidentale, par exemple au Goulib, et un sillon turbiditique dont les limites sont soulignées par des dépôts chaotiques. A la fin du Viséen supérieur, le soulèvement de la marge orientale du bassin induit le décollement des séries de la plate-forme orientale et leur mise en place en écailles et nappes gravitaires (Bou-Agri, Ziar, Khenifra, etc..) dans le bassin. La moitié orientale du bassin émerge alors et, au Namurien, la sédimentation argileuse se déplace vers l'ouest au-dessus de l'ancienne plate-forme orientale. Cette migration des faciès (et de la déformation : voir plus bas) évoque le développement d'un bassin d'avant-pays. A cette époque, la rotation de la direction de raccourcissement régional, devenue NW-SE à la fin du Viséen, se traduit par le

blocage du jeu latéral dextre de la faille orientale du bassin et son activation en faille inverse, au front des épaississements tectoniques qui se produisent dans le Maroc oriental.

-b. La Meseta orientale

Il s'agit ici des séries carbonifères, discordantes sur les dépôts du Paléozoïque inférieur et moyen, plissés et métamorphisés. On les observe dans les boutonnières des Zekkara, de Debdou, Mekkam, Jerada, etc. On les retrouvera dans la boutonnière atlasique du Tazekka.

Le conglomérat de base est surmonté par des marno-calcaires et des calcaires roux ou bleus, souvent oolitiques, à polypiers et productidés du Viséen supérieur. Au-dessus se trouve un complexe volcano-sédimentaire de 1 500 m d'épaisseur. Les roches volcano-sédimentaires alternent parfois avec des séries turbiditiques (BERKHLI et al., 1999). Ces roches volcano-sédimentaires sont des tufs, des brèches, des cinérites andésitiques et dacitiques et des ignimbrites. La paragenèse magmatique comprend des plagioclases intermédiaires, feldspaths, quartz, pyroxène, hornblende, biotite et opaques. Elle est parfois remplacée par une association secondaire, caractéristique du faciès des schistes verts. Les analyses pétrographiques et géochimiques (KHARBOUCH et al., 1985 ; KHARBOUCH, 1994) indiquent une souche calco-alcaline parfois considérée comme l'expression d'une subduction océanique (BOULIN et al., 1988 ; RODDAZ et al., 2002). Cette série volcano-sédimentaire est associée à un olistostrome (régions d'Oujda, des Zekkara et de Jorf Ouazzène) qui, selon les cas, lui est antérieur ou bien en remanie les éléments. Les blocs sédimentaires emballés dans cette formation chaotique sont des grès ordoviciens, des phtanites siluriennes, des calcaires du Dévonien inférieur et moyen et des calcaires du Viséen supérieur-Namurien ; on y observe aussi des éléments remaniés de roches éruptives. Il est clair que le dépôt de l'olistostrome est globalement contemporain de l'activité volcanique et que les deux phénomènes sont liés (EL GHAZI et HUVELIN, 1981).

Au-dessus de la série volcano-sédimentaire et de l'olistostrome, la sédimentation est grésopélitique au Namurien puis détritique, avec des couches de charbon, dans le bassin de Jerada au Westphalien inférieur. Après les couches transgressives du Viséen supérieur, l'évolution de ce bassin, décrite par IZART (1990), s'effectue dans un grand épisode régressif qui, dans le détail, comporte trois cycles : Namurien-Westphalien A, West-phalien B et Westphalien C. Chacun d'eux est marqué par un épisode de subsidence, l'installation de marécages, la transgression marine puis le remblaiement par des niveaux lagunaires et fluviatiles. Un épisode fluviatile important, entre le Westphalien B et C, est représenté par le dépôt du Grand Poudingue. Dans le Westphalien C, ESSAMOUD et COUREL (1998) montrent que le contrôle de la transformation de la matière organique et de sa préservation est réalisé par les failles bordières du bassin, combiné à des variations eustatiques de la Paléo-Téthys vers laquelle se retirent les eaux après le Westphalien C.

3.1.6.3. Le Carbonifère terminal et le Permien

La série marine carbonifère s'interrompt à des niveaux variables, parfois dès le début du Namurien, parfois seulement, comme à Jerada ou dans le Fourhal, au

Westphalien. Les séries continentales qui suivent sont discordantes sur les structures hercyniennes (EL WARTITI, 1994). Dans le bassin limnique de Sidi-Kassem (région d'Ezzheliga, Massif central), elles sont constituées de 1500 m de grès et de conglomérats rouge-violacé, de calcaires lacustres et de veines de charbon inexploitable. Le Westphalien C y est représenté. Ces couches sont légèrement déformées. Elles sont contemporaines des derniers dépôts marins de Jerada.

Au-dessus sont connues depuis longtemps des couches rouges longtemps rapportées, sans plus de précision, au Stéphano-Autunien. On sait à présent distinguer, sur des critères paléontologiques, les niveaux stéphaniens de ceux du Permien. Dans les couches détritiques des Senhaja (Jbilete orientales) et du Haouz, le Stéphanien supérieur est représenté par deux séries: à la base, des dépôts de grés et de conglomérats caractérisant un système de rivières en tresse proximale dont l'écoulement est globalement vers le sud ; au-dessus, des grès et des siltites clairs, déposés dans un régime toujours fluviatile et à écoulement vers le sud, mais à présent distal, sur un relief très aplani ; des calcrètes suggèrent un climat en voie d'aridification. Quelques lits de charbon sont rencontrés dans l'une et l'autre de ces séries.

Les autres séries continentales post-orogéniques du domaine mésétien sont plus récentes et datent du Permien. Au Maroc, le Permien a longtemps été regroupé avec le Trias, et le terme Permo-Trias évoquait les séries rouges généralement mal datées, surtout continentales, intercalées entre les terrains paléozoïques plissés et les séries franchement marines du Mésozoïque. On sait aujourd'hui qu'il convient de distinguer, à l'intérieur de ces séries rouges, les niveaux de base, d'âge permien, des couches supérieures qui représentent le Trias supérieur et le Lias basal. Ces dernières seront traitées plus loin.

A l'intérieur du domaine mésétien, le Permien est représenté dans plusieurs régions, ou "bassins" : ceux de Tiddas, Boutarella, Bou-Achouch, Khénifra et Chougrane dans le Massif central, de Mechraa-ben-Abbou et des Rehamna orientaux, de Ouled Maachou et des Senhaja dans les Jbilete. D'autres sont connus dans le Massif Ancien du Haut Atlas. On voit que la plupart de ces bassins sont situés à la périphérie des massifs hercyniens. Il ne faut pas en déduire pour autant que les dépôts permiens ne se sont effectués que dans des zones déprimées en bordure des massifs : d'une part, les voussures de ces massifs et leur fragmentation sont souvent tardives par rapport au Permien et même très récentes ; d'autre part, l'existence de petits affleurements, tel celui de Boutarella découvert par COGNEY dans le Massif Central montrent que des sédiments permiens se sont déposés au cœur des montagnes hercyniennes.

Dans l'ensemble de ces bassins, les séries permiennes présentent de grandes similitudes entre elles :

- Les dépôts permiens sont rouges, continentaux et souvent détritiques. Les séquences élé-mentaires sont du type: conglomérat-grès-argiles, avec un matériel détritique exclusivement issu des reliefs hercyniens proches. Des bordures vers le centre des bassins, on observe la répartition latérale suivante : des cônes alluviaux; des dépôts torrentiels ou fluviatiles; des plaines d'inondation, avec des dépôts palustres, des calcaires lacustres et quelques niveaux charbonneux. Les nombreuses variations d'épaisseur et de faciès

observées, et la forme elle-même des bassins montrent qu'ils sont limités par des failles. Tous ces caractères sont ceux des bassins intramontagnes limités par des failles. Les épaisseurs conservées sont variables, de quelques dizaines de mètres (Bou-Achouch, Boutarella) à plusieurs milliers de mètres (3000 m à Mechraa-ben-Abbou : FREYTET et al., 1999). Le climat était chaud, intertropical à saisons sèches et humides alternantes.

-Les données floristiques et faunistiques s'accordent pour fixer un âge Permien inférieur (Autunien, ou encore Asselien et Sakmarien) à ces séries. Dans le bassin de Tiddas, par exemple, les flores comprennent *Walchia piniformis*, *W. imbricata*, *Ulmannia bronnii* et *Ernestiodendron filiciforme*. Ailleurs, on a récolté *Neuropteris*, *Odontopteris* et *Glossopteris* et des nodules carbonatés cylindriques dus à des racines de *Cordaites* (FREYTET et al. (1992). Dans le bassin de Mechra-ben-Abbou, des ostracodes (*Darwinula* aff. *triangularis*, *D. erunaca*, *Whipplella carbonaria*) indiqueraient le Permien inférieur. La série permienne, avec des dépôts de chenaux fluviatiles, des plaines d'alluvions et des sédiments lacustres, est ici composée de deux mégaséquences positives (FREYTET et al., 1999).

La découverte dans le bassin de Bou Achouch de mégasporophylles à symétrie radiale de peltaspermes (KERP et al., 2001) est intéressante à deux titres, d'une part parce qu'elle date le Carbonifère terminal-Permien inférieur, mais aussi parce que cette flore comprend des éléments d'affinités gondwanienne, cathaysienne, angarienne et américaine, montrant ainsi la réunion, alors, de ces ensembles continentaux.

- Le volcanisme est globalement subcontemporain de la sédi-mentation. Les roches effusives sont des rhyolites, ignimbrites, dacites, andésites, avec des cinérites et des tufs. Leur affinité est calco-alcaline, peut-être alcaline pour les plus récentes. Ce magmatisme est typique des environnements tardi à post-orogénique.

- On a signalé (MABKHOUT et al., 1988; MRINI *et al.*, 1992) des granites permiens, en particulier ceux d'Azegour et des Rehamna occidentaux, sur la base de datations (Rb-Sr, roche totale) à 270 Ma. Ils sont alcalins, ce qui les distingue des roches volcaniques contemporaines du domaine mésétien. Il est nécessaire de s'interroger sur la signification des âges tardifs de ces granites hercyniens, peut-être rajeunis au Trias.

3.2. La déformation du socle mésétien

En Meseta occidentale que nous prenons d'abord en considération, la déformation des séries paléozoïques permet de délimiter diverses zones structurales. Dans chacune de ces zones, les structures sont contemporaines et caractérisées par un régime et une intensité semblables de la déformation.

Elles sont séparées les unes des autres par des accidents cisaillants, transcurrents ou chevauchants, à jeu symmétamorphe. Elles seront décrites en débutant par la partie nord-occidentale de la Meseta, au SE de Rabat (Fig. 26).

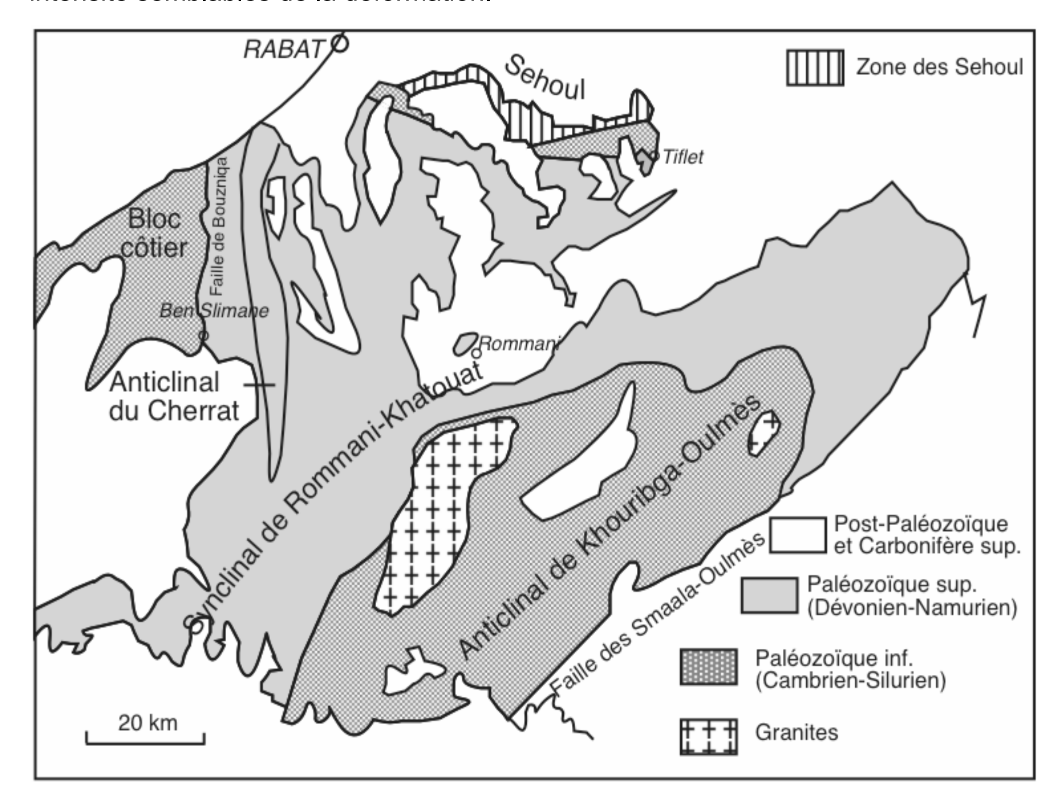


Fig. 26. Zones structurales de la Meseta nord-occidentale

3.2.1. La zone des Sehoul

Elle forme la partie la plus septentrionale de la Meseta. On la suit à l'affleurement, entre Rabat et Tiflet, sur quelques kilomètres de large, dans les vallées des oueds Bou-Regreg et Tiflet (Fig. 27).

Elle est constituée par la série cambrienne des Sehoul. Au sud, elle est en contact tectonique avec l'anticlinal de Rabat-Tiflet ; au nord, elle est recouverte par les dépôts récents du Gharb. On ne connaît pas ses prolongements à l'ouest, dans l'Atlantique,

ni à l'est vers Taza. Malgré son extension réduite, cette zone est importante, car elle se distingue du reste de la Meseta par sa déformation pré-hercynienne

3.2.1.1. La déformation fondamentale

Les grauwackes et les schistes des Sehoul sont affectés par une déformation pénétrative symmétamorphique. Les plis sont en moyenne E-W, avec des plans axiaux souvent peu pentés. La disposition et l'enchaînement des structures mineures montrent que la vergence tectonique est au sud.

Ces plis sont accompagnés par une foliation S1. Dans les flancs des plis, serrés et subisoclinaux, les deux structures planaires S1 et S0 tendent à se paralléliser. L'intensité du métamorphisme, déterminée par l'association chlorite-mica blanc et par la cristallinité de l'illite, atteint le stade de l'épizone. La disposition d'ensemble des structures plissées est difficile à reconstituer à cause de l'extension latérale réduite des affleurements mais on peut dessiner une suite de synclinaux et d'anticlinaux affectés par des chevauchements tardi-schisteux, tous à vergence sud (PIQUE, 1979; EL HASSANI, 1991).

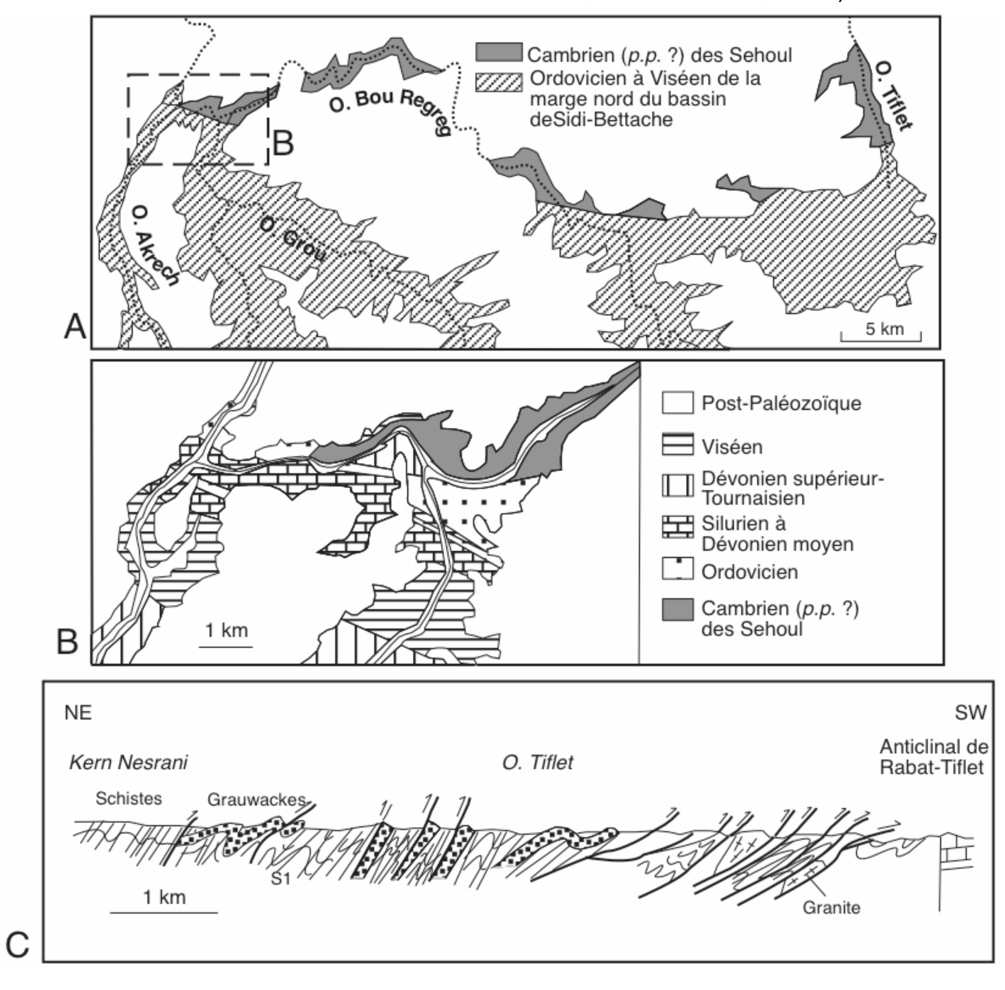


Fig. 27. Partie nord de la Meseta occidentale
A : Carte schématique
B : Carte de la région du confluent Grou-Bou-Regreg
C : Coupe dans les schistes des Sehoul (région de Tiflet)

L'âge de cette déformation sym-métamorphique est évidemment postérieur au Cambrien moyen, âge stratigraphique reconnu dans la série des Sehoul et antérieur au granite de Tiflet, un ensemble d'intrusions échelonnées de Rabat à Tiflet, de faciès assez variables, mais qui font toutes parties d'un même corps magmatique. Or, ce granite a été daté à 430 ± 3 Ma (CHARLOT et al., 1973; Rb/Sr roche totale et biotites extraites, recalculé), correspondant à la fin de l'Ordovicien. Par ailleurs, le métamorphisme syn-schisteux des schistes des Sehoul est daté de l'Ordovicien moyen (453 ± 8 Ma : EL HASSANI et al., 1991 ; K-Ar sur fractions micacées). Il existe donc bien ici à l'Ordovicien la trace d'événements métamorphiques suivis d'une mise en place de granite.

La zone des Sehoul est la seule région du Maroc, à l'exception de la marge atlantique d'El Jadida, où une déformation compressive de cet âge soit signalée et datée. Cette déformation et le magmatisme associé sont parfois qualifiés de «calédoniens» car ils sont, en gros, contemporains des évènements qui caractérisent la chaîne calédonienne au nord de l'Europe ainsi que la chaîne taconique dans les Appalaches. Il faut cependant rappeler que la zone des Sehoul est sans continuité avec ces régions et que le cadre géodynamique de sa déformation demeure encore un sujet de débat.

3.2.1.2. La reprise hercynienne

Dans la plus grande partie de la zone des Sehoul, les structures d'âge ordovicien n'ont pas été affectées par les déformations hercyniennes. Dans le sud de la région, par contre, elles ont subi une reprise au Paléozoïque supérieur. Les plans de chevauchement sont plissés et la schistosité S1 est crénulée par une seconde schistosité, S2, parallèle au plan axial de l'anticlinal de Rabat-Tiflet. En même temps, le granite de Rabat-Tiflet, déjà partiellement désolidarisé de son encaissant métamorphique et inséré tectoniquement dans l'anticlinal de Rabat-Tiflet, est écaillé et haché par des plans de cisaillement à pendage nord.

3.2.2. Le Bloc côtier

La Meseta côtière est appelée ici Bloc, ou Môle, côtier (MICHARD, 1969; PIQUE, 1989) pour souligner sa stabilité au cours de la déformation hercynienne.

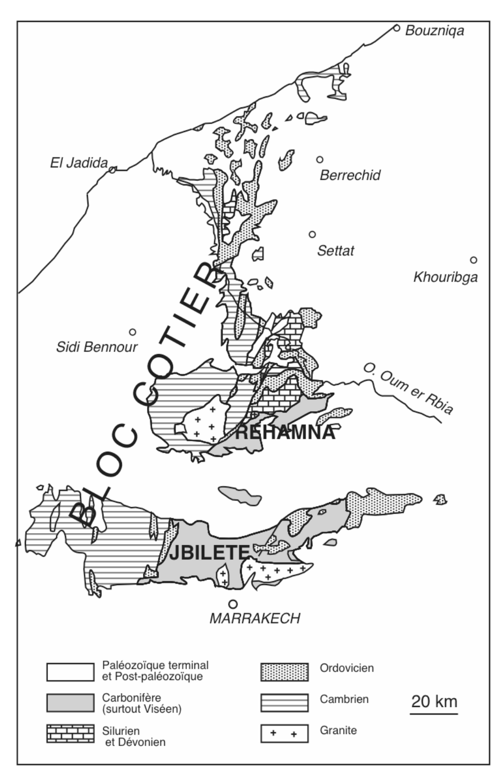


Fig. 28. Carte du Bloc côtier (Meseta nord-occidentale)

Cet ensemble comprend la partie la plus occidentale du Maroc central, à l'ouest du méridien de Bouzniqa, les parties occidentales des Rehamna et des

Jbilete et, bien entendu, le socle paléozoïque de la Chaouïa et des Doukkala (Fig. 15, 28). Sa limite orientale est une zone faillée complexe, de Bouzniqa aux Jbilete occidentales; on y reviendra plus loin. Sa limite occidentale est cachée sous l'océan Atlantique ; on tentera de la définir.

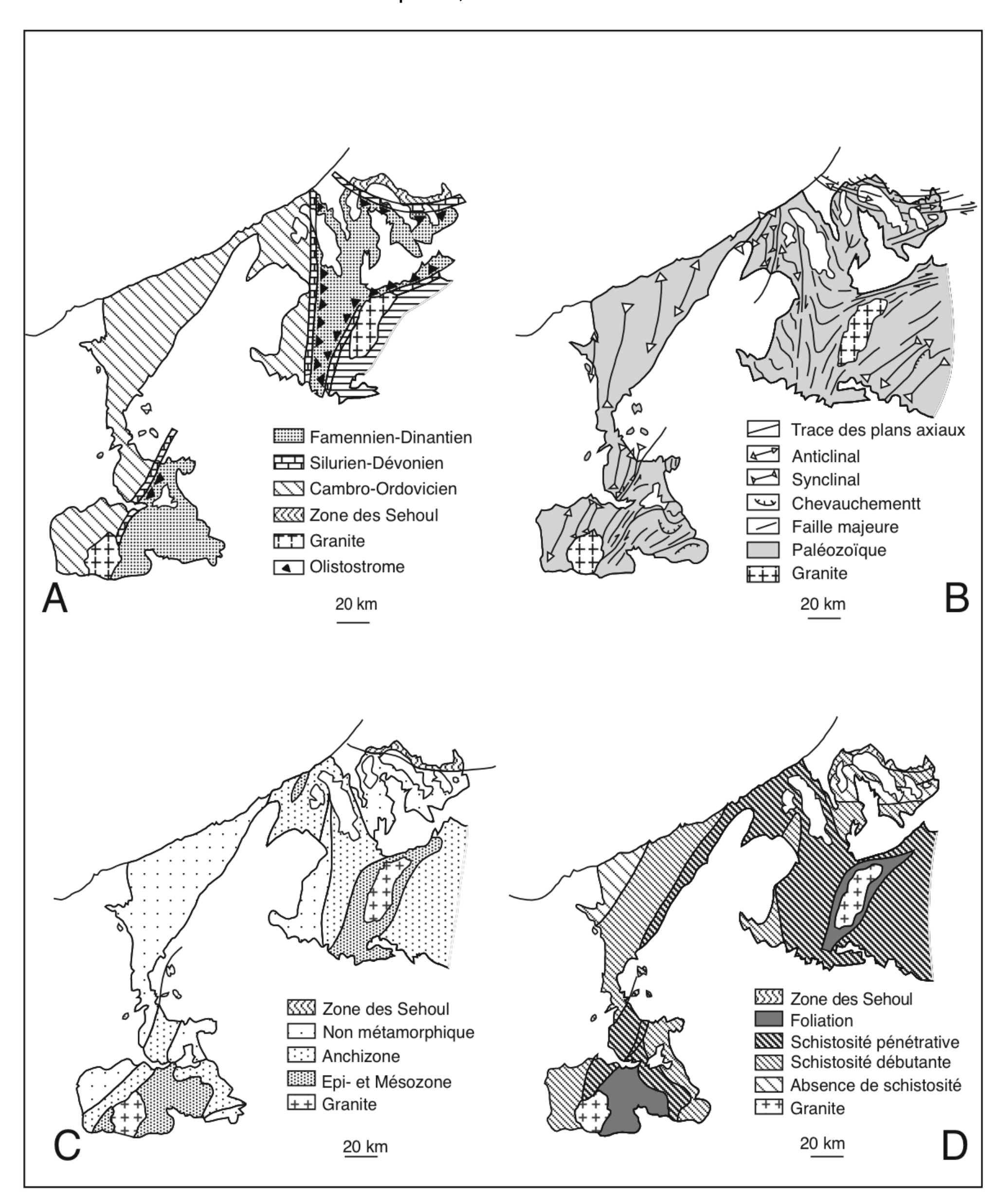


Fig. 29. Déformation et métamorphisme dans la Meseta nord-occidentale
A : Carte
B : Schema structural
C : Zones métamorphiques
D : Types de la schistosité

Sur un substratum du Précambrien terminal et du Paléozoïque inférieur qui apparaît à El Jadida, l'essentiel de la série paléozoïque est représenté par les niveaux cambriens et ordoviciens, ces derniers affleurant au cœur des synclinaux.

Les structures régionales ont été repérées par GIGOUT (1951 et Fig. 29 D). Leurs axes, NNE-SSW à NE-SW, sont subhorizontaux et leurs plans axiaux raides ; leur déversement, peu marqué, est vers l'ouest. Dans la partie occidentale du Bloc côtier, par exemple sur la côte de Casablanca, aucune structure métrique n'est visible à l'affleurement et les couches sont seulement faiblement basculées. A l'est, au contraire, à proximité de la zone faillée Bouzniqa-Jbilete occidentales, les pendages sont plus forts, les plongements axiaux plus importants et les plis métriques sont présents.

L'évolution métamorphique est nulle à l'ouest de la région, et épizonale à sa limite orientale (Fig. 29 C). Son intensité est appréciée par la composition de la fraction fine inférieure à 2 µm, en particulier par la cristallinité de l'illite et par la nature minéralogique et cristallo-chimique des phyllosilicates. D'ouest en est, schématiquement, on voit disparaître les argiles.

Ce gradient de déformation d'ouest en est se retrouve à l'échelle du microscope. A l'ouest, le litage sédimentaire est la seule structure planaire visible dans la roche ; à l'est, à la limite orientale du Bloc côtier, au contraire, c'est une schistosité subverticale S1 pénétrative qui constitue le débit majeur de la roche (Fig. 29 B).

Le passage entre ces deux stades de déformation a été étudié (PIQUE, 1981; PIQUE et WYBRECHT, 1987). Une coupe W-E montre la pénétrativité croissante des types de la schistosité. Ces types correspondent à des stades ici fossilisés de la schistogenèse, depuis la "schistosité de fracture" jusqu'à la "schistosité de flux" (Fig. 29 D).: kaolinite, smectite, interstratifiés, qui sont instables dans les conditions de température et de pression supérieures à celles de la surface. Seules subsistent l'illite et la chlorite qui constituent, finalement, la paragenèse anchi- et épizonale bien développée à l'est. L'âge de la déformation est délicat à assurer en l'absence d'arguments stratigraphiques déterminants. On sait que des niveaux d'âge Dévonien supérieur sont impliqués dans le synclinal d'Ouled Abbou. Il n'y a pas d'indication stratigraphique pour un âge-limite supérieur, la première série discordante étant celle des argilites du Trias supérieur. Une étude isotopique K-Ar d'échantillons situés le long de la coupe de l'Oum-er-Rbia fournit des résultats complexes. Les siltites cambriennes du bas oued Oum-er-Rbia ont subi une première évolution thermique, autour de 455 Ma, puis un événement d'âge Carbonifère inférieur, responsable du métamorphisme épi- à mésozonal des micaschistes des Rehamna, et enfin un réchauffement à environ 200 Ma, perceptible seulement dans les fractions très fines de ces micaschistes. Des observations réalisées sur des documents issus de la recherche pétrolière (ECHARFAOUI et al., 2002) suggèrent, pour leur part, l'existence d'une phase de déformation d'âge dévonien supérieur (Frasnien) qui se traduit, en subsurface, dans le socle des Doukkala, par des failles inverses et des écaillages à vergence ouest.

3.2.3 Le domaine centre-occidental

3.2.3.1. Le Maroc central occidental

Entre la faille de Bouzniqa, limite orientale du Bloc côtier, et la faille d'Oulmès-Smaala (Fig. 26), plusieurs structures régionales, déjà mises en

évidence par TERMIER (1936), se succèdent :

-a. La zone synclinale de Ben Slimane

Au nord, les séries qui le constituent sont les shales, grès et calcaires du Viséen supérieur. Elles s'appuient, à l'ouest, sur les quartzites struniens de Ben Slimane et, à l'est, sur diverses couches du Paléozoïque inférieur et moyen de l'oued Cherrat. La déformation est représentée par des plis à plans axiaux diversement pentés, parfois couchés dans les Mdakra, dont la direction axiale est NNW-SSE à NW-SE (Fig. 29 B). Leurs axes sont ordinairement peu plongeants. On reviendra plus loin sur la nature de cette bande de terrain.

-b. La zone anticlinale de l'oued Cherrat

Les pélites siluriennes et les calcaires du Dévonien qui affleurent au cœur de cette structure sont recouverts en transgression par les conglomérats famenniens et la série du Viséen supérieur. C'est la ride dévono-dinantienne. Les couches sont déformées par des plis à plan axial subvertical, souligné par une schistosité parfois pénétrative. Le métamorphisme est anchi- à épizonal. A l'intérieur des plans axiaux, subméridiens, les axes présentent toutes les orientations et donc tous les plongements. Le premier épisode de déformation, paroxysmal, est suivi par l'individualisation de failles directionnelles, subméridiennes, à jeu complexe, vertical et transcurrent. Toutes ces structures affectent l'ensemble de la colonne stratigraphique jusqu'au Viséen inclus (CHALOUAN, 1981). L'extension relativement grande des faciès argileux siluriens et dévoniens au cœur de l'anticlinal et l'absence des séries ordoviciennes au centre de la structure posent la question, non résolue, d'un possible décollement des séries du Paléozoïque moyen et supérieur au niveau de ces couches plastiques.

-c. Le synclinorium de Rommani-Khatouat

Les terrains sont dinantiens et probablement aussi namuriens. Un petit bombement anticlinal amène les niveaux famenniens de l'oued Akrech à la surface. Les couches dinantiennes s'appuient sur les niveaux du Dévonien moyen et supérieur du flanc sud de l'anticlinal de Rabat-Tiflet, du flanc est de l'anticlinal du Cherrat, et du flanc nord de l'anticlinal de Khouribga-Oulmès. La direction des plis est ici extrêmement variable (Fig. 29 B). Dans la partie occidentale, le long de la vallée de l'oued Ikem, ils sont NW-SE. A l'est, entre les vallées des oueds Grou et Bou-Regreg, ils sont WSW-ENE (N70 E) ; c'est le cas à Rommani. Dans le centre du synclinorium, toutes les orientations sont représentées ; c'est le cas, par exemple, de la vallée de l'oued Korifla, entre Aïn-el-Aouda et Rommani. On retrouve des variations d'orientation des structures fondamentales dans le Khatouat, qui prolonge au sud-sud-ouest le synclinorium de Rommani. Là, les plis et la schistosité S1 associée passent en continuité des directions NW-SE, comme dans la région de l'oued Ikem, à celles WSW-ENE de la région de Rommani. Ces variations ne résultent pas d'une torsion des structures antérieures, mais elles sont originelles. Emboitées dans des arcs dont le rayon de courbure est de plus en plus réduit vers le sud, elles traduisent l'adaptation du plissement fondamental, synschisteux, à des objets préexistants : les rides du Cherrat, des Sehoul et des Zaër (PIQUE et al., 1985).

La répartition du métamorphisme synschisteux est remarquable. Sur les bordures du synclinorium (oued Ikem, Rommani et, à un moindre degré, région sud de Rabat-Tiflet), l'évolution

métamorphique est nette, toujours anchizonale, parfois épizonale. Une schistosité bien affirmée est la règle, parfois affectée par un clivage de crénulation secondaire. A partir de ces zones périphériques, l'intensité de la déformation et celle du métamorphisme décroissent vers le centre de la structure. Au centre du synclinorium, l'évolution métamorphique est nulle; les couches sont dépourvues de tout clivage schisteux et, bien souvent, elles sont à peine basculées. A cet endroit, la déformation est bien entendu postérieure au début du Namurien, dernier niveau paléo-zoïque daté ici. Par contre, sur les bordures, des datations isotopiques, malheureusement trop ponctuelles encore (HUON et al., 1987), suggèrent que la déformation symmétamorphique pourrait être ici précoce, proche de 320 Ma.

-d. La zone anticlinoriale de Khouribga-Oulmès

Le cœur de cette structure est occupé par des terrains surtout ordoviciens, le Siluro-Dévonien étant représenté sur ses flancs ouest et nord et à sa terminaison périclinale au Nord-Est. Les grands plis cartographiques correspondent à des anticlinaux où affleurent les séries cambriennes et Ordovicien inférieur, et des synclinaux, à cœur Ordovicien supérieur et Silurien. Comme celui du Cherrat, l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès s'est établi à l'emplacement d'une ancienne ride dévono-dinantienne : la ride des Zaër. Ici aussi, la déformation et le méta-morphisme sont plus importants qu'à l'intérieur du synclinorium de Rommani-Khatouat.

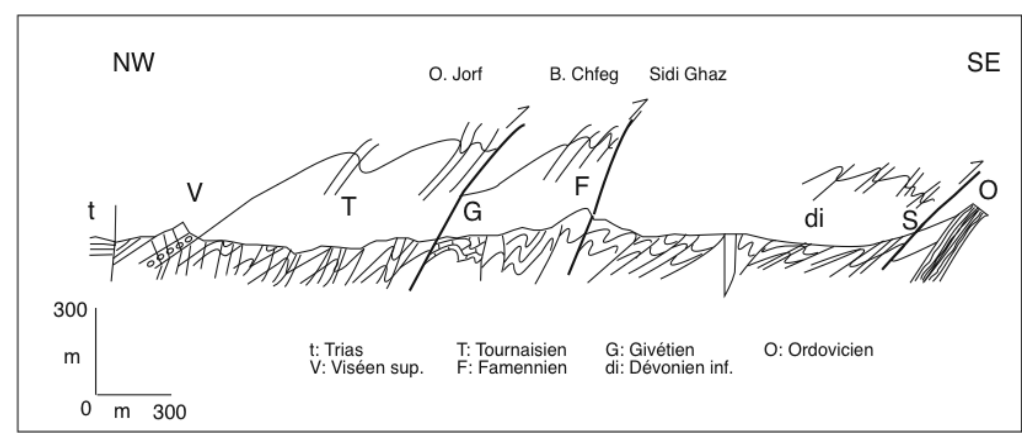


Fig. 30. Coupe de la partie nord de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès

Les plis synschisteux sont généralement droits dans la partie SW (Pays des Sokhrat), partout ailleurs ils sont déversés vers le sud-est, notamment sur le flanc nord, entre le méridien de Rommani et l'oued Bou-Regreg (Fig. 30). La direction d'ensemble des plis est NE-SW, mais des virgations les tordent parfois en direction E-W.

Le métamorphisme est anchi- à épizonal. A Oulmès, il a été daté à 290 Ma (HUON et al., 1987). Ce plissement syn-métamorphique, qui correspond à la phase majeure hercynienne, fini-carbonifère a été précédé par des déformations. On observe en effet :

- que les grès et conglomérats rouges de Sidi Kassem, datés du Westphalien C,

chevauchés par des terrains du Dévonien et engagés dans des plis déversés vers le sud-est sont discordants sur des plis synschisteux déversés vers le nord-ouest (HOEPFFNER et al., 2000 ; RAZIN et al., 2001);

- des écaillages et des répétitions tectoniques de séries dans les grès ordoviciens de la région d'Ezzhiliga, décrits par CAILLEUX (1985) et CHEVREMONT et al. (2001) ;
- des structures clairement antérieures au Viséen supérieur, décrites à la partie nord-est de l'anticlinorium (TAHIRI, 1994).

Toutes ces structures compressives sont antérieures à la phase de plis déversés vers le sud-est, mais leur âge exact est un sujet de débat. Il peut s'agir de déformations précoces *pro-parte* antérieures au Viséen supérieur qui seraient responsables de la surrection de la « ride des Zaers ». Il est aussi possible qu'elles soient plus tardives, si l'on admet que les plis couchés observés dans le Viséo-Namurien du Fourhal sont contemporains des écaillages des terrains ordoviciens (BAUDIN et al., 2001).

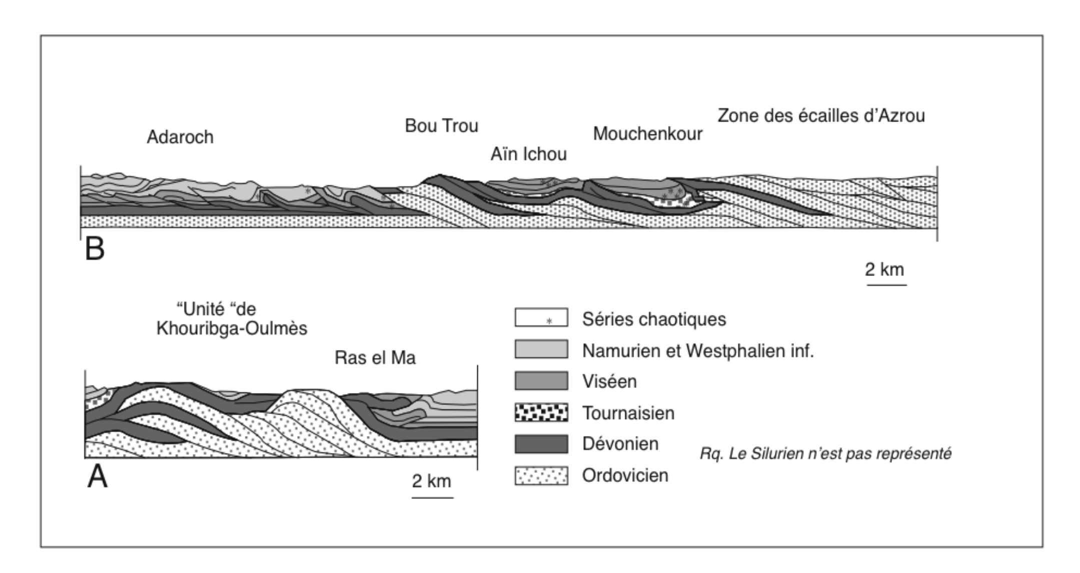


Fig. 31. Coupes équilibrés montrant les cisaillements plats des zones anticlinoriales
A : Khouribga-Oulmès
B : Azrou-Fourhal

Une tentative d'établissement de coupes équilibrées (Fig. 31 A) suggère que l' « anticlinorium » de Khouribga-Oulmès pourrait être une unité tectonique constituée de nombreuses écailles de matériel surtout ordovicien empilées à la faveur des niveaux d'argiles siluriennes plastiques au cours d'un épisode précoce de la déformation, ployées ensuite en antiforme.

Finalement, la déformation symmétamorphique est suivie de la mise en place de massifs plutoniques acides (BAUDIN et al., 2001).

La limite orientale de l'anticlinorium est la faille d'Oulmès qui passe à l'est du granite d'Oulmès et à Moulay-bou-Azza. Son jeu synschisteux est sénestre.

Cet accident a une expression actuelle : un fort flux thermique caractérise cette région, avec la source chaude d'Oulmès-Lalla-Haya, célèbre dans tout le Maroc. Au sud-ouest, la faille d'Oulmès se prolonge par celle des Smaala. Celle-ci, de direction NE-SW, est un accident rectiligne et subvertical, dont le jeu est attesté au Permien (CAILLEUX, 1978). Une minéralisation en antimoine lui est associée.

-e. La zone anticlinale de Rabat-Tiflet

Au nord du synclinorium de Rommani, et séparé de la zone des Sehoul par le chevauchement méridional des Sehoul, l'anticlinal de Rabat-Tiflet présente une orientation globalement E-W, tout-à-fait particulière dans la Meseta. A y regarder de près, d'ailleurs, cette direction est WNW-ESE (N110 E) dans la région de Rabat et WSW-ENE (N70 E) à Tiflet. CAILLEUX *et al.* (1984) attribuent cette arcature à deux épisodes successifs de décrochement. L'anticlinal, à cœur siluro-ordovicien et à flancs dévoniens, est bien visible à Rabat et à Tiflet ; entre ces deux régions, il subit un ensellement dans la vallée de l'oued Grou, où il arrive que le calcaire dévonien ne soit pas à l'affleurement. A Rabat comme à Tiflet, on distingue des axes anticlinaux à cœur ordovicien et silurien et des synclinaux comme celui du Satour, sur la bordure nord de l'anticlinal de Tiflet, où affleure le Viséen. Les plis sont ouverts, à plans axiaux raides. Une tendance au déversement vers le sud est visible. Dans la région de Rabat, ce déversement est contemporain du charriage de la zone des Sehoul sur les terrains siluro-dévoniens de l'anticlinal. L'évolution métamorphique des séries est généralement faible, diagénétique à épizonale. Au sud, l'anticlinal est limité par un faisceau de failles WNW-ESE à jeu latéral dextre.

-f. Les plutons

La partie occidentale du Massif central est intrudée par plusieurs plutons granitiques : les massifs des Zaer et d'Oulmès, auxquels il faut ajouter celui de Moulay-bou-Azza, à la limite orientale de l'anticliorium de Khouribga-Oulmès, et celui de l'Achmèche, au sud de Khemisset; un granite est reconnu, par géophysique, sous Oued Zem.

Le massif des Zaer (MAHMOOD, 1985; LAGARDE, 1989 ; HAIMEUR et EL AMRANI EL HASSANI, 2005) est un pluton composite formé d'un corps granodioritique à biotite, recoupé par un monzogranite à deux micas. Le premier, daté à 303 ± 13 Ma est d'origine surtout mantellique, avec un rapport initial du strontium de 0,705; le second aurait cristallisé à 279 ±11 Ma. C'est un granite crustal (r = 0,709). L'étude de la disposition des foliations magnétiques et magmatiques montre que la partie affleurante de la granodiorite constitue un niveau profond de l'édifice magmatique, tandis que l'organisation en dôme du monzogranite suggère un niveau superficiel, proche du toit du pluton (BOUCHEZ et DIOT, 1990). La déformation de l'encaissant et son métamorphisme augmentent en direction de l'ellipse granitique. A sa proximité immédiate, les cristaux d'andalousite de l'auréole indiquent une cristallisation non statique. La déformation interne, globalement plus importante dans le monzogranite que dans la granodiorite, aboutit à l'ortho-gneissification de la roche magmatique. On voit qu'il s'agit d'un massif syntectonique. La cinématique de sa mise en place est expliquée par des cisaillements transcurrents N70E dextres ou N20E sénestres.

Le massif d'Oulmès, cartographié par TERMIER *et al*. (1950), ne contient pas de faciès granodioritiques, mais des

granites hyperalumineux d'origine crustale et un abondant chevelu filonien minéralisé en Sn et W. La déformation de l'encaissant augmente en direction du massif, lui même mis en place en conditions tectoniques (PIQUE, 1976; AIT OMAR, 1985) : les plis sont de plus en plus serrés et leur plan axial se couche progressivement pour se paralléliser avec l'interface granite-encaissant. Le métamor-phisme à andalousite est syncinématique. Il a été daté à 291 ± 7 Ma (HUON *et al.*, 1987), correspondant à l'âge de la cristallisation du granite, autour de 298 Ma (MRINI *et al.*, 1992 ; BAUDIN *et a*l., 2001). Des âges plus récents : 271 Ma, 260 Ma obtenus sur isochrones Rb/Sr et K/Ar sur muscovites indiqueraient une ouverture totale des systèmes isotopiques, due à des circulations hydrothermales tardives. Les structures internes du pluton, qu'elles aient été réalisées à l'état visqueux ou à l'état solide, confirment qu'il s'agit d'un corps syntectonique mis en place dans une zone de cisaillement crustal orientée NNE-SSW, à jeu sénestre (DIOT et al., 1987). La minéralisation en Sn-Be d'El Karit a été étudiée par BLAMART *et al.* (1992). Avec des observations réalisées dans les métapélites à tourmaline associées, on reconstitue les divers stades de l'évolution métamorphique :

- un métamorphisme prograde HT-BP (P= 3 kb; T= 550°C) ;
- une augmentation de la température à environ 600°C lors de la mise en place du pluton ;
- une diminution de la température à 560°C au moment de la tourmalinisation ;
- la cristallisation des veines de muscovite-cassitérite et béryl à 450°C, à partir de fluides d'origine météorique.

Les granites de Moulay-bou-Azza et de l'Achmèche sont intrusifs dans des schistes épimétamorphiques. A l'affleurement, on ne voit que leur toit.

Tous ces plutons dont LAGARDE et al. (1990) font une revue se sont mis en place le long de failles crustales raides. Leur orientation, leur forme elliptique et la répartition des structures de la déformation ductile dans l'encaissant et à l'intérieur des batholites montrent leur caractère syntectonique et leur association à une déformation régionale cisaillante.

-g. Le dispositif structural

La région du Maroc nord-occidental présente un aspect structural très particulier : les anticlinaux de Rabat-Tiflet, du Cherrat et de Khouribga-Oulmès dessinent les trois côtés d'un triangle dont le centre est occupé par le synclinal de Rommani. Même si leur déformation a commencé relativement tôt, les structures anticlinales affectent les terrains du Viséen supérieur et elles sont globalement contemporaines les unes des autres. Il est donc exclu que leurs orientations très diverses puissent résulter de torsions tardives dont on ne voit d'ailleurs pas la trace à l'échelle de l'affleurement. Il faut donc admettre que les anticlinaux et les synclinaux sont apparus ici au Carbonifère, d'emblée avec l'orientation relative qu'on leur connaît aujourd'hui. C'est dire que leur orientation a été imposée par l'existence de structures antérieures : les rides paléogéographiques. En effet, les anticlinaux énumérés plus haut sont établis à l'emplacement des rides dévono-dinantiennes qui bordaient le Bassin de Sidi-Bettache, et le synclinorium de Rommani-Khatouat est à l'em-placement du bassin lui-même. Lors de la compression, les anciennes failles bordières du bassin rejouent en zones cisaillées chevauchantes et/ou trans-currentes. Elles contrôlent la répartition du métamorphisme et donc de la déformation pénétrative et, dans l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès, elles permettent la mise en place de

magmas granitiques ; les premières venues magmatiques seraient permises par l'ouverture transtensive de zones en distension locale à l'aplomb de ces failles de socle, permettant ainsi la montée de magmas où la composante mantellique était importante, à l'origine des granodiorites des Zaer par exemple. Les derniers magmas leuco-granitiques sont, quant à eux, issus probablement d'une fusion crustale le long de ces failles. Les structures tectoniques, fortement contrôlées par les structures antérieures du bassin, ne se sont pas développées perpendi-culairement à la direction de raccourcissement régional et il n'est donc pas aisé de reconstituer cette direction ni même, bien souvent, le jeu des accidents crustaux. On sait que la direction N10-20 E a joué en coulissement sénestre à la fin du Carbonifère au moment de la mise en place du granite d'Oulmès. Par ailleurs, il y a des indices pour un jeu dextre des accidents N70 E. Ces deux directions pourraient, sinon être conjuguées à strictement parler, du moins jouer concurremment lors d'une compression NW-SE.

3.2.3.2. Les Rehamna

-a. Organisation structurale

Ce massif, isolé du Massif central par le Plateau des Phosphates et de celui des Jbilete par le Plateau des Gantour (Fig. 13), est intéressant surtout par la culmination du métamorphisme syntectonique qui s'y développe. Dans le nord du massif, le métamorphisme est peu accentué et les terrains sédimentaires y sont aisément datés par les fossiles. Il en est de même dans les Rehamna occidentaux. Dans le centre et à l'est du massif, par contre, l'évolution métamorphique est plus importante et des massifs granitiques s'y sont mis en place.

Outre les Rehamna occidentaux, qui appartiennent au Bloc côtier, on reconnaît plusieurs structures d'échelle régionale dans le massif (Fig. 32), énumérées ici d'ouest en est :

- la faille de l'oued Tarfa, dans les Rehamna du Nord. Elle joue en chevauchement vers l'ouest pendant la phase principale de déformation puis elle affecte les conglomérats permiens de Mechra-ben-Abbou.

- le couloir des Rehamna centraux. Dans le nord du massif, une bande centrale entre la faille de l'oued Tarfa et un faisceau NNE-SSW (failles de l'oued Kibane) est très disloquée par des accidents chevauchants (RAIS-AISSA et al., 1983) et décrochants (MICHARD *et al*., 1978), qui reprennent une première phase de déformation marquée par des plis ouverts de direction NE-SW à E-W. Avec ses terrains dévoniens, cet axe anticlinal de Mechra-ben-Abbou, actuellement disloqué, est considéré comme le prolongement méridional de l'anticlinal de l'oued Cherrat. A l'est, les couches du Viséen supérieur de la Gada Jenabia seraient l'équivalent des terrains du Khatouat, extrémité sud du synclinal de Rommani. Plus à l'est encore, au-delà de la faille de l'oued Kibane, les couches ordoviciennes correspondraient à celles de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès.

Au sud, cette bande des Rehamna centraux est constituée de terrains métamorphiques, attribués au Cambro-Ordovicien, avec quelques lambeaux de conglomérats dévoniens : les conglomérats de Sekhira-es-Slimane et du Kef-el-Mouneb. Les niveaux quartzitiques de l'Ordovicien forment les Skhour, longues crêtes appalachiennes qui dominent des creux morphologiques occupés par les schistes et micaschistes cambriens. Les structures sont parfois difficilement visibles tant la dilacération tectonique et le boudinage des barres

quartzitiques sont intenses. Les Skhour orientaux, à l'est du village de Skhour-des-Rehamna, permettent cependant de distinguer des plis kilométriques NE-SW déversés au nord-ouest (Fig. 32 B). Au nord du batholite des Rehamna, la coupe de Lalla Mouchaa montre des anticlinaux à cœur de carbonates du Cambrien inférieur probable, déversés, eux aussi, vers le nord-ouest.

- les Rehamna orientaux. Ils sont en contact avec la bande des Rehamna centraux par l'intermédiaire de la faille NNE-SSW des Ouled Zednes, chevauchante vers l'ouest. Cette zone, avec ses calcaires probablement dévoniens (calcaires des Ouled Zednes) et ses barres quartzitiques (Jorf Ahmar-jbel Akehal), correspondrait à l'accolement des deux anticlinaux de Mechra-ben-Abbou et de l'oued Kibane, c'est-à-dire des prolongements méridionaux des anticlinaux du Cherrat et de Khouribga-Oulmès. En tout cas, les barres de quartzite des Ouled Zednes sont bien le flanc ouest, très dilacéré, d'un anticlinal à cœur cambrien : l'anticlinal de Jorf Ahmar-Koudiat-el-Adam, de direction NE-SW. Vers l'est, l'orientation de cet anticlinal s'infléchit et devient E-W puis NW-SE au jbel Kharrou. Là, il est déversé au sud et son flanc sud, en position inverse, chevauche les micaschistes orientaux. Ceux-ci, d'âges sédimentaires probables dévonien (série des Ouled Hassine) et viséen (série de Lalla Tittaf) sont en position synclinoriale. A l'extrémité sud-orientale du massif, enfin, une unité charriée contient des niveaux très dilacérés non méta-morphiques du Dévonien probable au Viséen-Namurien.

-b. Les épisodes de la déformation

Au point de vue structural, on décrit classiquement quatre épisodes majeurs de déformation dans le centre du massif (PIQUE et al., 1982) :

- la première phase D1 développe des plis P1 NNE-SSW (N30 E), déversés à l'ouest, accompagnant un méta-morphisme épizonal. Les plis sont concentriques-aplatis et leurs axes présentent un faible plongement vers le NNE.

- la seconde phase D2, qui prolonge la première et représente plutôt la suite d'une déformation progressive, se produit durant la culmination du métamorphisme. Dans les Rehamna orientaux, la schistosité S1 est déformée et engagée dans des plis P2 de plus en plus fermés vers le Sud, où ils sont isoclinaux et intrafoliaires. Les charnières sont isolées des flancs ; ceux-ci, boudinés, montrent un parallélisme entre S0-1 et S2. Beaucoup de ces plis P2 ont des axes courbes. La direction E-W de transport de la matière, portée par la foliation composite S0-1-2, elle-même pentée à l'est, traduit un chevauchement ductile vers l'ouest. Les galets quartzitiques de Sidi-Abdallah, situés à la limite des Rehamna centraux et orientaux, montrent un aplatissement très net dans cette foliation.

Dans les Rehamna centraux, l'obliquité entre les structures P1 et P2 est très faible et, au cours de cette seconde phase, la foliation S1 est réutilisée plutôt que replissée. Les plis sont NNE-SSW à NE-SW, déversés au nord-ouest dans la partie septentrionale de la bande, couchés dans la partie méridionale. La linéation d'étirement est ici parallèle aux axes des plis. Elle est contemporaine d'un décrochement sym-métamorphique dextre. L'étirement est rendu particulièrement apparent par la défor-mation des galets quartzitiques des conglomérats dévoniens (PIQUE, 1973). Dans le nord du domaine, les galets

sont étirés et cisaillés par une déformation cassante ; au sud, dans la zone métamorphique, l'étirement est plastique et les galets sont très déformés, étirés en forme de baguettes, parallèlement à l'axe des plis. Le métamorphisme atteint ici l'isograde du disthène (HŒPFFNER et al., 1982).

- la troisième phase D3, postérieure au métamorphisme à disthène et staurotide, se traduit par une crénulation S3, liée spatialement aux massifs granitiques et à des décrochevauchements dextres responsables des torsions cartographiques (arc du Jbel Kharrou).

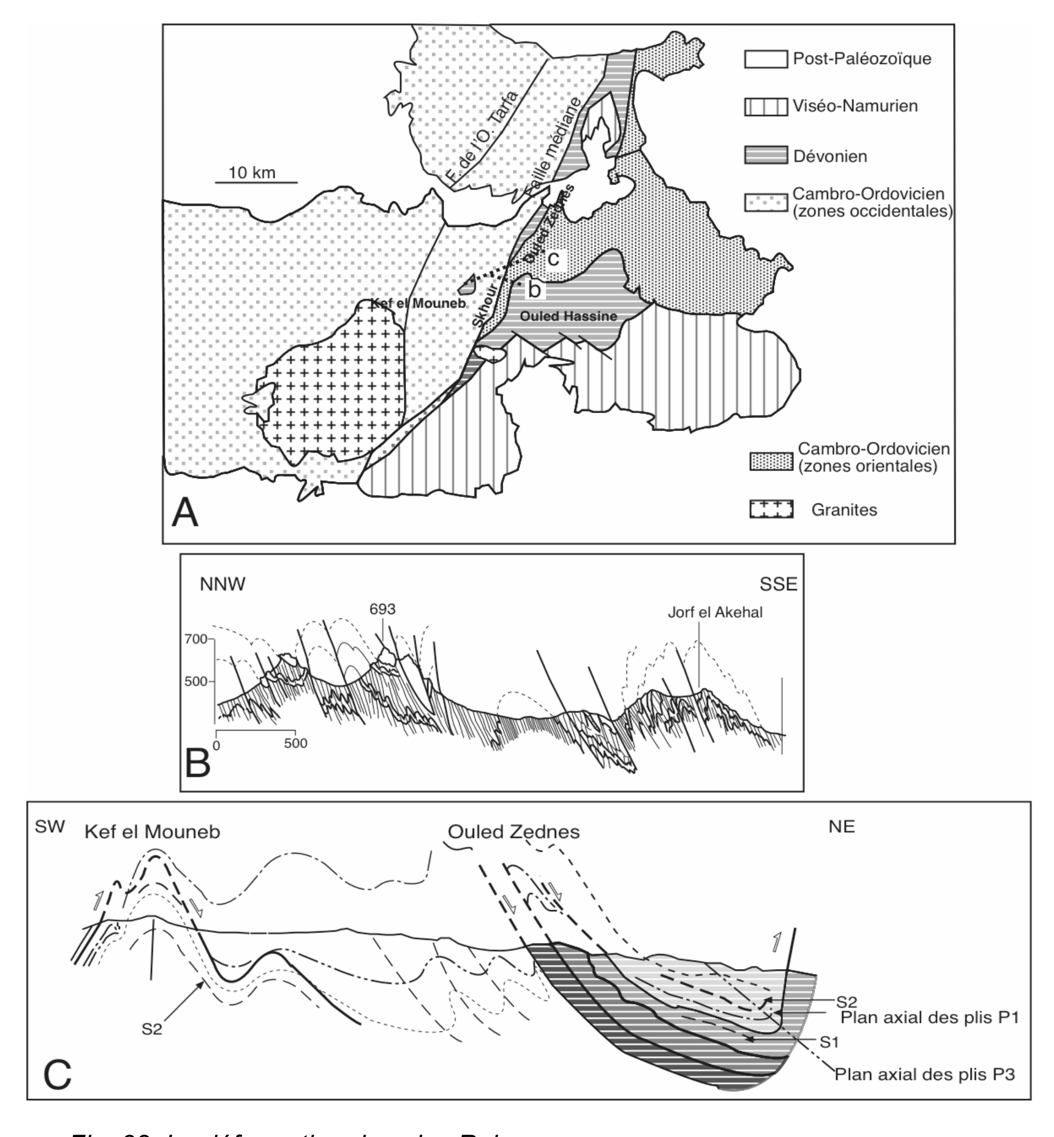


Fig. 32. La déformation dans les Rehamna
A : Carte schématique, avec emplacement des coupes B et C
B : Les déformations synschisteuses dans les Skhour orientaux
C : Déformation extensive ductile

- la phase D4, enfin, est représentée par le chevauchement postmétamorphique du jbel Kharrou.

LAGARDE et MICHARD (1986) expliquent l'enchaînement et les caractères différents de ces structures par une combinaison de mouvements chevauchants et décrochants en conditions métamorphiques. Le chevauchement domine dans les Rehamna orientaux; vers les Rehamna occidentaux, en bordure du bloc côtier stable, le mouvement est transformé en décrochement. On ne connaît pas l'âge exact de ces déformations. Elles sont postérieures à certains niveaux du Viséen supérieur et antérieures au Permien.

Des travaux plus récents (BAUDIN et al., 2003 ; RAZIN et al., 2003) montrent un épisode compressif D1, responsable de l'empilement de nappes et de l'enfouissement des séries qui engendre le métamorphisme barrovien à staurotide-disthène, suivi d'un épisode d'extension D2 avec désépaississement crustal caractérisé par le métamorphisme rétrograde passant du champ de stabilité du disthène à celui de l'andalousite. Pendant cet épisode d'exhumation AGHZER et ARENAS (1995) montrent que les contacts tectoniques sont réactivés en détachement pendant l'exhumation des séries métamorphiques (Fig. 32 C). Les plis cartographiques NNE-SSW seraient plutôt l'expression d'un épisode tardif D3. Enfin un épisode D4 correspond aux décrochements et chevauchements tardifs.

-c. Comparaison avec le Massif central

Comparées à celles du Massif central, les zones structurales des Rehamna occupent une largeur très réduite. Ce rétrécissement, d'environ 50 %, est vraisem-blablement en partie originel. On sait que, dans le Massif central, le synclinal de Rommani se rétrécit au sud-ouest, dans le Khatouat. Dans les Rehamna du Nord, sa largeur, entre Mechra-ben-Abbou et la faille de l'oued Kibane, n'est plus que de 3 km et on a vu qu'elle s'annule dans les Ouled Zednes. Peut-être le Bassin de Sidi-Bettache était-il donc plus étroit vers le sud, entre la Ride du Cherrat et celle des Zaer (Fig. 33).

Cependant, il est certain que le rétrécissement des zones structurales au niveau des Rehamna est aussi d'origine tectonique : la schistosité, qui résulte de l'aplatissement des roches par dissolution, est de plus en plus nette vers le sud du massif, comme d'ailleurs l'aplatissement des plis, concentriques dans les Rehamna du Nord et concentriques-aplatis, voire similaires, dans les Rehamna du Sud. Ce rétrécissement est contrôlé par le métamorphisme et il est clair que le centre du massif était soumis à un flux thermique plus important que le nord. La paragenèse métamorphique développée dans les Rehamna centraux est intéressante à considérer. Les études déjà anciennes (HŒPFFNER et al., 1982) mettaient l'accent sur l'occurrence du disthène dans les conglomérats dévoniens du Kef-el-Mouneb. On connaît les conditions de pression nécessaires à l'apparition de ce minéral ; d'autre part, d'après AGHZER (1994, in BAUDIN et al., 2003) les conditions P/T du pic de métamorphisme sont de 560 °C et 9kb dans les Rehamna centraux et 532°C et 7 kb dans les Rehamna orientaux et elles correspondent, en gros, à une profondeur au moins égale à 20 km. Il est probable que les micas blancs, en particulier, cristallisent dans de telles conditions de pression. Il est exclu que, à l'époque du métamorphisme, la colonne sédimentaire autochtone qui

recouvrait les conglomérats du Kef-el-Mouneb atteignît cette épaisseur, même en tenant compte d'un plissement serré. Il est nécessaire de faire appel à des surpressions tectoniques, probablement par un empilement symmétamorphique d'unités allochtones d'origine orientale.

Ce charriage pourrait correspondre, dans un niveau structural plus profond, au décollement suspecté plus au nord, dans la région de l'oued Cherrat et peut-être aux écaillages précoces repérés dans l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès.

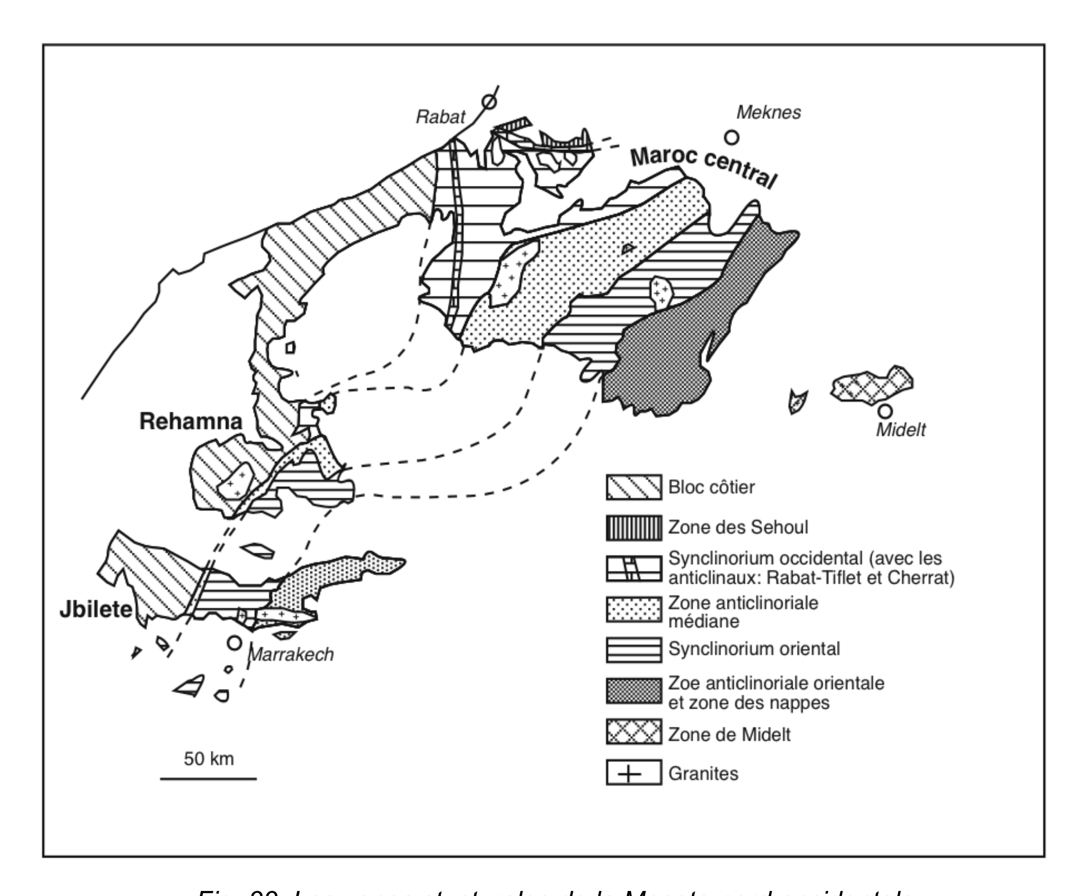


Fig. 33. Les zones stucturales de la Meseta nord-occidentale

3.2.3.3. Les Jbilete

Ce massif prolonge, au Sud, celui des Rehamna. Son découpage par des failles E-W est atlasique. Il a été cartographié et étudié par HUVELIN (1977) et il a été ensuite l'objet de nombreuses études de détail et d'interprétations souvent divergentes.

-a. Les zones structurales

- Jbilete occidentales. Comme les Rehamna occidentaux, elles font partie du Bloc côtier. C'est une zone anticlinoriale à terrains cambro-ordoviciens peu métam-orphiques et peu déformés.

- Jbilete centrales. A l'ouest, la zone du Bou-Gader est constituée de terrains probablement cambriens. Les plis sont subméridiens. Plus à l'est, la zone des Skhirat comprend des roches d'âge surtout ordovicien, mais aussi dévonien et viséen, souvent disloquées et dispersées dans des niveaux tendres. Ces blocs montrent des états très variables de la déformation, des roches non déformées voisinant avec d'autres, schistosées et métamorphiques. Plus à l'est encore, les zones d'Abda-Sarhlef et de Sidi-bou-Othmane sont constituées de schistes dinantiens.

- Jbilete orientales. A l'est du méridien de Marrakech, cette zone appartient au domaine centre-oriental avec des bassins carbonifères caractérisés par la mise en place de nappes de glissement et une sédimentation chaotique.

-b. Les déformations pénétratives

Dans les Jbilete centrales, la première phase de déformation se manifeste par des plis subméridiens dont le plan axial est matérialisé par une schistosité S1. Celle-ci est souvent raide, sauf dans certaines zones, comme le Bou-Gader, où les plis sont déversés à couchés vers l'ouest. La linéation d'étirement est subméridienne et horizontale dans la zone du Bou-Gader. Elle montre des orientations et des plongements divers dans la zone du Sarhlef, en rapport avec des zones cisaillées et des massifs granitiques. Des crénulations reprennent ces structures symmétamorphiques (GAILLET et BORDONARO, 1981). On remarque souvent un gradient de déformation et de métamorphisme croissant vers les massifs granitiques : la schistosité devient de plus en plus pénétrative, une crénulation S2 apparaît, d'abord oblique sur S1, puis les plis P2 se ferment; leur plan axial est alors souligné par une foliation composite S0-1-2. En même temps, l'intensité du méta-morphisme s'accroît et la linéation d'étirement devient de plus en plus marquée. Tous ces caractères sont, comme dans les Rehamna, ceux de zones cisaillées ductiles (ESSAIFI et al., 2001). Très souvent, on montre ici que ces zones cisaillées sont associées à des plutons granitiques (granites orientaux des Ouled Ouaslam : LAGARDE, 1985; granite du Bramram : LE CORRE et SAQUAQUE, 1987). Ce gradient tectono-métamorphique centré sur les massifs granitiques s'explique, comme dans le cas du massif d'Oulmès, dans le Massif central, par l'action du front thermique qui entoure le magma au moment de sa mise en place et qui provoque l'amollissement thermique des séries lors de la déformation régionale. Ceci implique, en retour, que ces granites sont syn-cinématiques. On le vérifie par les observations réalisées à l'intérieur des massifs eux-mêmes : leur structure interne est marquée par des bandes de cisaillement ductiles, des enclaves déformées, etc.., qui témoignent d'une mise en place contemporaine d'une compression (LAGARDE, 1989). Ces granites sont datés du Viséen supérieur ce qui fournit une indication indirecte de l'âge de la déformation et du métamorphisme régional. Notons que l'on retrouve les mêmes relations entre les massifs de plutonites basiques et acides inclus dans la série du Sarhlef et la déformation synschisteuse. La mise en place syntectonique de ceux-ci, datée à 330,5 Ma (méthode U-Pb sur zircons : ESSAIFI et al., 2003), résulte de l'extension induite par le coulissage le long de la limite occidentale des bassins carbonifères. Au cours du refroidissement magmatique, certaines intrusions acides du complexe bimodal évoluèrent en trondhjémites gneissiques et tonalites (ESSAIFI et al., 2004 : Fig. 24).

-c. Relations entre les zones structurales

La nature des relations entre les zones structurales des Jbilete a été l'objet d'interprétations diverses, toutes fondées sur des observations de terrain. Des indices très fréquents de cisaillements plats ou peu pentés postérieurs à la schistosité ont pu faire croire à la présence d'une succession d'unités, ou «nappes» correspondant chacune à l'une des zones énumérées plus haut, séparées par des contacts plats post-métamorphiques, d'ampleur indéterminée mais probablement importante (SOUGY, 1976). On peut remarquer, au contraire, que les unités sont parautochtones, que leur empilement, du Bou-Gader au Sarhlef, s'effectue grosso-modo selon l'ordre strati-graphique, et que l'on peut donc reconstituer l'agencement du bassin sédi-mentaire sur le modèle du bassin nord-mésétien. Par exemple, les niveaux lenticulaires calcaires, quartzitiques ou conglomératiques, de la zone des Skhirat ne représentent pas une « mylonite de base de nappe » post-schisteuse (SOUGY, 1976), mais un olistostrome dont la fragmentation et la mise en place à la marge occidentale du bassin de sédimentation dévono-dinantien sont antérieures au plissement synschisteux (MAYOL et MULLER, 1985).

Finalement, le modèle qui se dégage, pour les Jbilete (BOULOTON et LE CORRE, 1985 ; LE CORRE et BOULOTON, 1987; LAGARDE, 1989), est celui d'un bassin Dévonien supérieur-dinantien dont la marge, à l'est de la zone des Skhirat, accueillait un olistostrome, passant latéralement à la formation du Sarhlef. A la fin du Viséen, les anciennes failles normales de cette marge sont réactivées, surtout en décrochements, avec des déversements symmétamorphiques et des chevau-chements tardi-métamorphiques sur le Bloc côtier. Dans les Jbilete centrales, le raccourcissement symmétamorphique se traduit par des plis synschisteux accompagnés d'un métamorphisme épizonal. Des zones cisaillées conjuguées N160 E sénestres et N70 E dextres, liées à la mise en place des plutons granitiques syncinématiques résultent de la même compression régionale WNW-ESE (LAGARDE, 1985).

On retrouve un style structural semblable dans la petite boutonnière de Guemassa, isolée dans le Haouz (GAILLET, 1986).

3.2.3.4. Conclusion : La Meseta centre-occidentale et le Bloc Côtier

-a. La zone cisaillée de Meseta occidentale

Que ce soit à la latitude du Massif central, des Rehamna, des Jbilete ou, on le verra plus loin, du Bloc ancien du Haut Atlas, il existe une différence fondamentale entre un pays non ou peu déformé, sauf à sa marge orientale: le Bloc côtier, d'une part, et les zones de Meseta centre-occidentale, d'autre part : synclinal de Ben Slimane, anticlinal de l'oued Cherrat et partie occidentale du synclinal de Rommani dans le Massif central, et les Rehamna et les Jbilete centraux (Fig. 31). La zone de Meseta centre-occidentale ainsi définie possédait son originalité dès le stade de la sédimentation. Elle l'a conservée au cours et à l'issue de la déformation hercynienne.

Du Dévonien au Carbonifère inférieur, des sédiments chaotiques se déposent dans cette zone limite, avec des coulées volcaniques. Au nord, ils sont présents tout au long de la bordure occidentale du synclinal de Rommani et dans l'anticlinal de l'oued Cherrat (formation d'Al Brijat). Dans les Rehamna et les Jbilete, ce sont les

séries du Bled Mris et de Skhirat-Rhira respectivement.

Les émissions volcaniques, alcalines à tholéiitiques, caractérisent cette zone au Tournaisien et au Viséen (dolérites et coulées de la vallée de l'oued Ikem, coulées basiques de la Gada Jenabia dans les Rehamna, sills basiques des Jbilete centrales). A l'ouest de cette zone, le bloc côtier montrait une tendance positive qui a probablement amené son émersion dès le Carbonifère inférieur. A l'est, c'est le Bassin de Sidi-Bettache, probablement prolongé par les zones marines et subsidentes des Rehamna et des Jbilete centraux. La bordure occidentale du bassin était limitée par des failles normales à regard est. On a dit plus haut que cette limite occidentale du Bassin de Sidi-Bettache, et plus particulièrement les failles qui la constituent, résulte de la réactivation, en mouvement transcurrent dextre, d'anciennes fractures du socle.

Par la suite et, semble-t-il, presque en continuité, la marge ouest du bassin va se déformer. On présente ici les structures dans deux régions différentes, qui permettent d'examiner le fonctionnement de cette zone dans deux niveaux structuraux différents.

+ Partie occidentale du Massif central

Entre la faille de Bouzniqa et la limite cartographique occidentale de la formation de l'oued Korifla, sur environ 20 km, on peut distinguer quatre sous-zones structurales. La sous-zone de Ben-Slimane est déformée par des plis à plan axial subvertical et à axes subhorizontaux NW-SE (N140 E). Dans la sous-zone de l'oued Cherrat, correspondant au cœur de l'anticlinal, le plan axial des plis est subméridien et leurs axes y sont très dispersés. Les uns sont donc faiblement plongeants, mais d'autres sont à plongement très fort, voire subvertical. Ce type de déformation apparaît, à l'échelle hectométrique, à l'intérieur de la sous-zone de Ben Slimane, la séparant en "rubans" où les plis, NW-SE, sont à axes subhorizontaux, et en minces "lanières" où les axes sont dispersés dans les plans axiaux subméridiens. Nulle part ici on ne voit d'indice d'une quelconque relation d'antériorité entre ces deux systèmes de plis qui doivent donc, sinon être strictement contemporains, du moins apparaître au cours du même épisode de déformation. On trouve des structures équivalentes à l'ouest et à l'est des deux sous-zones décrites plus haut : la zone faillée de Bouzniqa montre la même dispersion des axes que la zone de l'oued Cherrat. Comme elle, c'est une "méga-lanière". De son côté, la basse vallée de l'oued Ikem est, comme la sous-zone de Ben Slimane, un "méga-ruban". Un modèle simple rend compte de ces structures : les plis NW-SE sont en échelon, entre trois zones étroites (Bouzniqa, oued Cherrat et oued Korifla) qui étaient des décrochements dextres potentiels au début de la déformation. Au cours de la déformation elle-même, le cisaillement s'est concentré progressivement dans les lanières qui s'individualisaient ; en même temps, le mouvement de décrochement réorientait les plis en échelon dans les zones de failles, où ils devenaient N-S. L'évolution se termine avec le jeu cassant des failles N-S. Le métamorphisme est nul dans le Bloc côtier et la partie centrale du synclinal de Rommani. A partir de ces régions, son intensité s'accroît vers la zone considérée ici. Elle culmine de part et d'autre de la faille de l'oued Cherrat et dans la basse vallée de l'oued Ikem.

+ Rehamna centraux et Jbilete centrales

Dans les Jbilete, la zone centrale se distingue nettement, par son métamorphisme épizonal, des deux autres

zones, occidentale et orientale, où l'évolution thermique est faible. Ceci est encore plus net dans les Rehamna, où les paragenèses à disthène et staurotide des Rehamna centraux contrastent avec l'évolution seulement diagénétique ou anchizonale des autres parties du massif. L'étude des grenats hélicitiques et des structures de cisaillement ductile S/C (LAGARDE et MICHARD, 1986 ; CORSINI et al., 1988) montre le caractère non coaxial, en cisaillement dextre et chevauchement vers le SW, de la déformation symmétamorphique des Rehamna centraux. L'intensité du cisaillement est élevée. A partir des Rehamna centraux, l'intensité de la déformation et celle du métamorphisme décroissent rapidement vers l'est et l'ouest.

Les deux régions prises ici comme exemple appartiennent à une même structure, d'importance régionale : la Zone Cisaillée de Meseta Occidentale (PIQUE et al., 1980). Cette zone traduit vraisemblablement dans la couverture paléozoïque un important accident du socle, réactivé au moins à partir du Dévonien. Il est probable que la zone qui est actuellement le talus continental d'El Jadida, où existe un granite cambrien déformé et métamorphisé à plusieurs reprises au cours du Paléozoïque, se trouve sur le passage d'un accident semblable, analogue à celui des Sehoul qui limiterait des « terrains calédoniens ».

-b. L'influence des structures anciennes

Le paragraphe précédent est, en soi, une démonstration de l'importance du contrôle exercé, en Meseta occidentale, par les structures anciennes, probablement précambriennes, sur la sédimentation et la déformation des séries paléozoïques. Dans toutes les régions étudiées, on a rencontré des indices de ce contrôle, comme dans l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès, par exemple, établi sur une ride paléogéographique effective dès le Dévonien supérieur et probablement émergée au Dinantien.

Une des conséquences du contrôle de la sédimentation et de la déformation par les structures crustales anciennes est l'enracinement des zones cisaillées : la limite orientale du Bloc côtier, par exemple, est liée, on l'a vu, à un accident profond. Ceci exclut d'y voir une limite fondamentale entre un pays autochtone -le Bloc côtier, et un pays allochtone - la Meseta centrale, même si des chevauchements locaux peuvent s'y produire. Ceci n'exclut nullement, par contre, la possibilité de décollements à des niveaux profonds, inaccessibles à l'obser-vation géologique, que des profils sismiques seuls pourraient révéler.

La Meseta centre-occidentale apparaît donc comme un domaine où la déformation est essentiellement hétérogène et, comme la sédimentation dévono-carbonifère, gouvernée par un découpage ancien du socle anté-paléozoïque.

3.2.4. Le domaine centre-oriental : l'Est du Massif central et des Jbilete

Dans la partie orientale du Massif central, à l'est de la faille des Smaala-Oulmès, les travaux d'ALLARY*et al.* (1976), succédant aux reconnaissances plus anciennes, en particulier de TERMIER (1936), avaient mis l'accent sur l'âge précoce, anté-Viséen ou plus précisément anté-Viséen supérieur, de la déformation principale, sur son déroulement polyphasé et sur la présence de plusieurs unités allochtones dans cette région. BOUABDELLI (1994) et BOUABDELLI et PIQUE (1996) ont repris le problème. En ce qui concerne la déformation, ils distinguent : 1) une phase anté-schisteuse, bien exprimée

en particulier dans le jbel Bouchot, marquée par des plis intracouches liés à une tectonique distensive anté-tournaisienne; 2) une phase datée à environ 330 Ma (HUON et al., 1987), responsable de plis d'orientation N-S à N 40 E, déversés à couchés au NW, bien visibles dans les unités allochtones d'Azrou et de Khenifra (Fig. 34) qui accompagnent un métamorphisme épizonal. Le plissement s'achève par des écaillages et des chevauchements vers le NW au cours desquels sont individualisées les unités allochtones d'Azrou et de Khenifra. C'est à cet épisode qu'il faudrait rapporter la schistosité et les plans de cisaillement subhorizontaux qui affectent les quartzites cambro-ordoviciens du pays zaïan ; 3) une phase d'âge Carbonifère supérieur. Dans les zones orientales de la région, elle replisse les structures antérieures. A l'ouest, dans les séries carbonifères, elle est la seule déformation notable. Les plis sont droits, d'axe N 40 E.

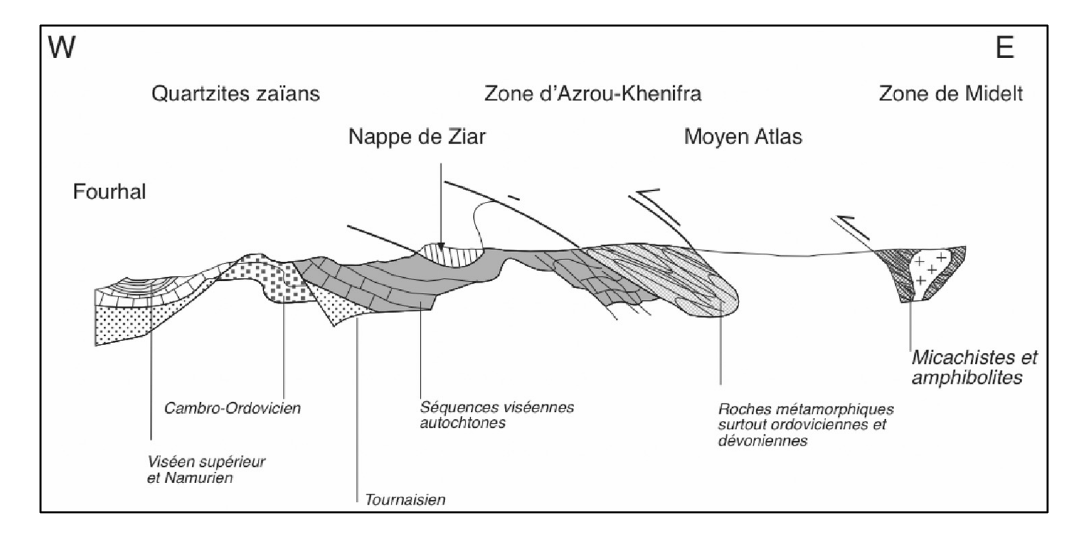


Fig. 34. Coupe schématique dans la Meseta orientale et la partie orientale de la Meseta centrale

Ainsi, les nappes de cette région sont de plusieurs sortes :

- des glissements gravitaires, synsédimentaires, mis en place dans le bassin d'Azrou-Khénifra au cours de la phase finale de son remplissage, à partir de domaines orientaux en surrection. Du nord-est au sud-ouest, ce sont les nappes d'Aït Mimoun-Bou-Agri, du Jbel-bou-Khemis et de Ziar;

- la nappe de Mrirt. Sa mise en place a été réalisée aussi par un mécanisme gravitaire, mais l'augmentation de la déformation plicative vers l'arrière de l'unité suggère que son départ s'est réalisé en régime compressif ; les nappes des Jbilete orientales pourraient correspondre à l'un ou l'autre de ces deux premiers types;

- les unités d'Azrou et de Khenifra. Ce sont les plus orientales. Elles chevauchent vers l'ouest les terrains autochtones et les nappes gravitaires. Ce chevauchement est réalisé à l'issue de la phase de déformation intraviséenne.

L'intérêt de cette distinction est d'intégrer l'ensemble de ces données structurales avec la distribution des faciès sédimentaires dévono-carbonifères dans un modèle d'évolution du Bassin d'Azrou-Khenifra, que l'on pourrait peut-être étendre à celui des Jbilete orientales : après les phases d'ouverture et de remplissage, réalisées en conditions transtensives, la transpression induit, à partir du Viséen supérieur, le blocage du mouvement transcurrent dextre des accidents bordiers et l'évolution de l'accident oriental (faille de Tazekka-Bsabis-Bekrit : HOEPFFNER, 1994) en une zone de failles inverses. Les secteurs orientaux se soulèvent, les nappes gravitaires se décollent de leur substratum et glissent à l'intérieur du bassin, alors que la déformation pénétrative affecte les secteurs orientaux. Ceux-ci sont cisaillés et ils chevauchent les domaines centraux du bassin. Tous ces terrains, autochtones et unités allochtones diverses, seront enfin replissés, alors que la déformation gagnera le Fourhal, dernier sillon résiduel du bassin d'Azrou-Khenifra.

BENABBOU et al. (2001) ont repris ce modèle de bassin d'avant-pays en précisant les relations entre tectonique et sédimentation dans la partie NE du bassin Azrou-Khénifra-Fourhal à partir de coupes équilibrées (Fig. 31 B). Ils confirment que, du Viséen au Westphalien, la sédimentation et la migration des dépocentres sont contrô-lées par des systèmes de plis de propagation et de chevauchements vers le NW. On remarquera que, dans leur modèle, le développement des écaillages sym-métamorphiques d'Azrou n'est pas distingué de la mise en place des nappes de glissement synsédimentaires (absentes de leur schéma) ni de la surrection de la zone de Khouribga-Oulmès.

Cet agencement des séries paléozoïques de la région d'Azrou-Khenifra en structures de bassin d'avant-pays se retrouverait au sud-est, dans le bassin de Qasbat-Tadla. Par l'étude des données de la recherche pétrolière, ER RAOUI et al. (2000a) montrent l'intervention de plusieurs époques anoxiques au Paléozoïque, dont la plus importante est, comme ailleurs, le Silurien. Ils modélisent la génération, l'expulsion et le piégeage des hydrocarbures dans des structures-pièges potentielles (ER RAOUI et al., 2000b).

3.2.5. Le domaine oriental : Midelt et les boutonnières de la Meseta orientale

3.2.5.1 Les événements précoces, antéviséens et intraviséens

A Midelt, des schistes et des roches magmatiques basiques, attribués au Cambrien, sont affectés par des plis couchés isoclinaux (HOEPFFNER, 1994). Les axes de ces plis présentent une orientation initiale subméridienne (N10 E –N 160 E), mais ils sont souvent dispersés dans les plans axiaux. La déformation est plane, avec une tendance à l'étirement. La direction de transport, matérialisée par les linéations minérales d'orientation constante dans tout le massif, est N 70 E. Le déversement des structures, indiqué par les plis d'entraînement, est à l'ouest. Ces structures fondamentales ont été soumises à un second épisode de déformation, au cours duquel des plis P2 sont apparus. Ces plis, parfois en fourreau, ne sont pas distribués

également partout dans les schistes, mais concentrés dans des lames, épaisses de 0,5 à 1 m. Ces structures secondaires peuvent être analysées en termes de plans C/S (cisaillement/ schistosité); elles traduisent, là encore, un cisaillement ductile vers l'ouest. Ces conclusions confirment le caractère cisaillant décrit auparavant par VAUCHEZ (1977), mais elles l'interprètent comme une déformation progressive à vergence ouest, dans laquelle les directions axiales E-W, parfois rencontrées, sont dues à une rotation dans des plans de cisaillement très voisins des plans de schistosité.

Le métamorphisme contemporain de la déformation est à l'origine d'une paragenèse à mica blanc + biotite + grenat. Il a été daté à 366 ± 7 Ma (CLAUER et al., 1980), ce qui correspond à la fin du Dévonien (« Phase éo-varisque »). Le métamorphisme général, et la déformation qui l'accompagne, sont suivis de la mise en place de granitoïdes échelonnée tout au long du Carbonifère. Les premiers magmas, mis en place entre 330 et 300 Ma (OUKEMENI et al., 1995), sont calco-alcalins. Dans la boutonnière d'Aouli-Mibladen, ils donnent des granodiorites dont le rapport isotopique 87 Sr / 86 Sr, d'environ 0,705 (MRINI et al., 1992), indique une fraction importante -35 à 60 %- de matériel d'origine mantellique. Cette première série d'intrusions est suivie, à Bou-Mia et de nouveau à Aouli-Mibladen, par une seconde série, datée à environ 290 Ma. Là, des granites roses, leucocrates, très différenciés, se mettent en place dans des niveaux superficiels. Leurs rapports isotopiques 87 Sr / 86 Sr sont élevés : 0,717-0,720. Ces granitoïdes développent dans l'encaissant un métamorphisme H.T.-B.P. dont les conditions thermobarométriques ont été déterminées par FILALI et al. (1999). L'étude des structures internes (DIOT et BOUCHEZ, 1989; EL MOURAOUAH et al., 1993) montre une disposition subhorizontale du massif granitique en accord soit avec une disposition en sill mis en place au cours d'une phase d'amincissement, soit avec une disposition en pile engagée dans un cisaillement crustal ; cette dernière hypothèse s'accorde avec les données structurales fournies par l'encaissant.

Dans les boutonnières de Debdou-Mekkam, occupées par des roches pélitiques et grauwackeuses du Dévonien, une déformation majeure anté-Viséen supérieur est connue depuis longtemps. Elle est elle-même polyphasée. Les plis fondamentaux P1 ont des axes orientés NW-SE (N130-170 E) ; leurs plans axiaux sont subhorizontaux et le déversement des structures se fait vers le sud-ouest. Le régime de la déformation est l'aplatissement. Souvent, un épisode de cisaillement syn- à tardi-schisteux amène, comme à Midelt, une rotation des lames schisteuses les unes par rapport aux autres et crée ainsi une dispersion des axes de plis à l'intérieur des plans axiaux. Un métamorphisme anchi- à épizonal accompagne cette déformation. Il a été daté, par K-Ar sur fractions fines, à 372 ± 3 Ma dans la boutonnière de Debdou et 368 ± 8 Ma dans celle de Mekkam (HUON et al., 1988). Il s'agit du même épisode qu'à Midelt. Une seconde phase de déformation, elle aussi anté-Viséen supérieur et éo-varisque, est présente. Les plis P2, coaxiaux des P1, sont parfois à plan axial redressé et, dans ce cas, leur déversement est variable, au nord-est ou au sud-ouest.

Dans les boutonnières de Boudoufoud et des Beni-Snassen, la déformation n'est pas datée. Elle présente les mêmes caractères qu'à Debdou et Mekkam. Par contre, les boutonnières

les plus nord-orientales du Maroc (Koudiat Touila, Zekkara, Guenfouda et Jorf Ouazzène) présentent un type de déformation particulier : la série paléozoïque, de l'Ordovicien au Dévonien moyen, est désorganisée par des cisaillements parallèles aux plans de litage qui aboutissent à des écaillages banc-sur-banc et à des répétitions de niveaux. Ces cisaillements créent des plis isoclinaux (subméridiens à la Koudiat Touila) dans les bancs incompétents et des brèches dans les niveaux compétents. Ces mouvements, effectués en conditions superficielles comme l'indique l'absence de schistosité et de toute évolution méta-morphique, sont antérieurs à la phase de déformation post-westphalienne décrite plus loin et, au moins à Jorf Ouazzène, ils sont antérieurs à l'olistostrome viséen, celui-ci remaniant des blocs d'âge ordovicien déjà plissés. Ces écaillages correspondent soit à des cisaillements analogues à ceux décrits plus haut, par exemple à Debdou, mais réalisés dans un niveau plus superficiel, soit à des glissements intraviséens du nord vers le sud, en direction du centre du bassin.

Dans ces boutonnières orientales, comme à Midelt, plusieurs petits massifs de granitoïdes sont connus, à Boudoufoud, Alaouana (Debdou), Soulouiana (Mekkam), Zekkara, et dans des petits massifs situés à l'est de Taourirt: Tanncherfi, jbel Naghechoum, Tarhilest. La plupart d'entre eux présentent une première venue calco-alcaline, généralement différenciée, avec des granodiorites à faible rapport initial 87 Sr / 86 Sr et une seconde venue, probablement granodioritique de type monzonitique. Ils se mettent en place dès le Viséen entre 340 et 320 Ma pour les plus anciens et 286 et 247 Ma pour les plus récents (MRINI et al., 1992; AJJAJI et al., 1998). Ces valeurs tardives correspondent probablement à des épisodes tardifs de réchauffement. Tous ces granitoïdes appartiennent à une même famille calco-alcaline fortement potassique à shoshonitique (EL HADI et al., 2003).

3.2.5.2. La déformation post-westphalienne

Dans les séries d'âge viséen à westphalien, déposées en discordance sur les terrains antérieurs affectées par la déformation fini-dévonienne, on reconnait les traces d'une déformation post-westphalienne (Fig. 35). C'est toujours une déformation de faible intensité qui se marque par des plis d'amplitude kilométrique à plan axial raide, avec parfois une schistosité grossière. L'orientation des plis est N70 E. Ils sont le plus souvent déversés au nord et associés à des chevauchements de même vergence. Le synclinal de Jerada, par exemple (OWODENKO, 1976), large d'une quinzaine de kilomètres, a un flanc nord penté de 20 à 30° au sud, et un flanc sud à pendage fort, 70 à 80° vers le nord. Son plan axial est souligné par une schistosité peu évoluée, principalement présente à son flanc sud. L'évolution thermique est restée faible. Dans les séries déjà structurées auparavant, cette phase post-westphalienne développe des chevrons ou des "kink-bands", d'orientation semblable au synclinal de Jerada, soulignés par une crénulation S3. Les derniers granitoïdes se mettent en place après ces déformations, ils sont datés entre 286 et 247 Ma (MRINI et al., 1992), mais peut-être ces valeurs tardives correspondent-elles, là aussi, à des épisodes tardifs de réchauffement.

3.3. L'orogenèse hercynienne dans la Meseta : aspects structuraux et géodynamiques

3.3.1. La zonation structurale hercynienne

A l'intérieur du domaine nord, on a souligné plus haut la différence entre les secteurs orientaux (zones de Midelt, axe du Tazekka-Azrou-Khenifra) et occidentaux (Meseta centrale et bloc côtier). Les premiers sont caractérisés par une déformation majeure généralisée avec une schistosité plate ou faiblement pentée et un métamorphisme généralisé de faible degré. Cette déformation est précoce, fini-dévonienne ou dinantienne. Dans les seconds, au contraire, la déformation et le métamorphisme sont concentrés dans des zones cisaillées plus ou moins allongées séparant des aires bien moins affectées. La déformation est tardive, namuro-westphalienne et le raccourcissement globalement in-homogène, l'intensité du métamorphisme synschisteux et la quantité de déformation variant rapidement. Il en résulte un compar-timentage structural serré où les zones cisaillées, assez étroites et allongées, affectées par une schistosité très pénétrative et un métamorphisme en général épizonal, séparent et isolent des domaines moins raccourcis et peu ou non métamorphiques. Dans la Meseta nord-occidentale, ces zones cisaillées régionales sont établies à l'emplacement des rides syn-sédimentaires qui avaient correspondu aux limites faillées du Bassin de Sidi-Bettache. Au Carbonifère inférieur-moyen, elles évoluent en anticlinaux (ou antiformes) par la reprise des failles inverses et chevauchantes. Ainsi se développent les anticlinaux de Khouribga-Oulmès, Rabat-Tiflet, Cherrat, qui entourent la zone synclinoriale de Rommani, peu déformée et non métamorphique, correspondant elle-même au centre de l'ancien bassin.

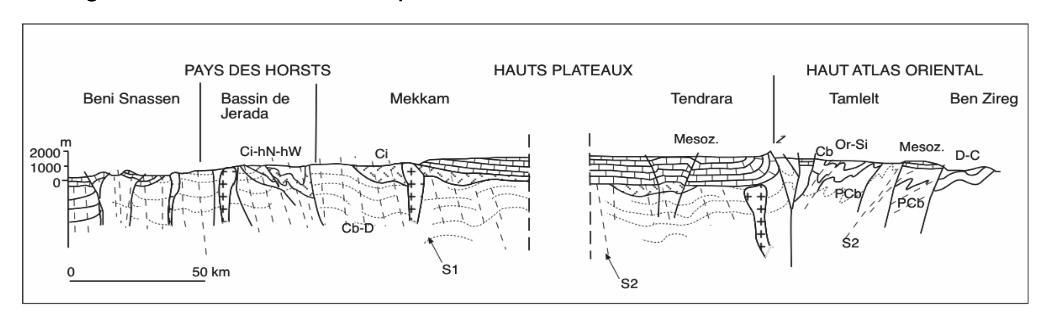


Fig. 35. Coupe schématique dans la Meseta orientale et le Haut Atlas oriental

3.3.2. Les épisodes de la déformation au Paléozoïque

3.3.2.1. La déformation au Paléozoïque inférieur

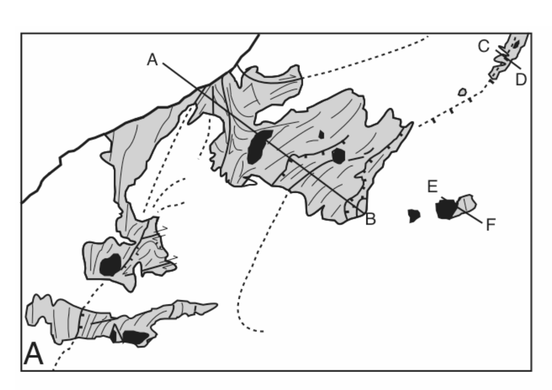
Les premières déformations paléo-zoïques qui surviennent dans le domaine de la Meseta sont localisées dans son angle nord-ouest (Sehoul et marge atlantique voisine).

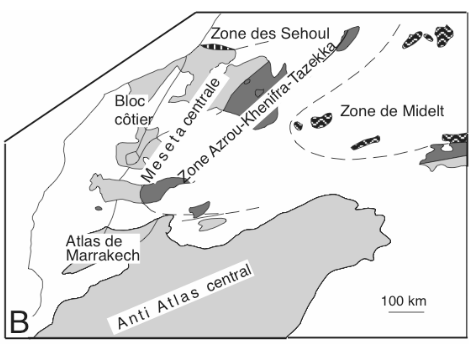
Elles affectent des séries indubi-tablement cambriennes, peut-être ordoviciennes p.p. et elles s'accompagnent d'une certaine évolution métamorphique et, surtout, de la mise en place de magmas granitiques dont les apex seront recouverts en discordance par le Silurien marin. Ces déformations et des

manifestations qui les accompagnent constituent un épisode orogénique énigmatique. On l'a parfois qualifié de «calédonien», bien que la chaîne calédonienne d'Europe et son prolongement en Amérique du Nord n'ait probablement pas de lien direct avec lui ; aussi, pour l'instant, aussi bien la signification que l'origine de ce segment orogénique nord-mésétien restent inconnues.

3.3.2.2. La déformation hercynienne diachronique

Le début du serrage hercynien intervient au Dévonien supérieur et il s'exprime avec des modalités différentes selon les zones : en Meseta orientale, la déformation est ductile, caractérisée par des plis souvent couchés et un métamorphisme épizonal dont les cristallisations permettent de dater cet événement tectono-métamorphique à environ 360 Ma, c'est à dire au Dévonien terminal (Fig. 33); c'est la « Phase éo-varisque ».





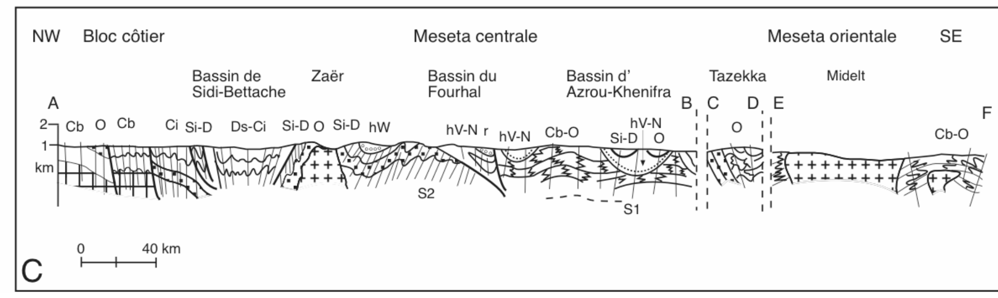


Fig. 36. Les zones structurales de la Meseta
A : Schéma structural (A-F : coupe C)
B : Les zones structurales
C : Coupe d'ensemble

En Meseta occidentale, la déformation s'exprime par le jeu de grandes failles NNE-SSW et E-W qui ouvrent des bassins sédimentaires comme celui de Sidi-Bettache et c'est peut-être de cette époque que datent les premiers écaillages responsables de l'enfouissement des séries le long de certaines zones comme celle des Rehamna centraux.

Par la suite, la déformation hercynienne s'exprime, à travers ce qu'il serait illusoire de considérer comme des «phases», par la progression du serrage qui affecte d'abord les bassins dinantiens à environ 320 Ma, puis elle englobe peu à peu l'ensemble du pays au Carbonifère moyen-supérieur pendant que débute l'exhumation des zones qui ont été les plus précocement déformées (BEAUCHAMP et al., 1991 ; HOEPFFNER et al., 2005 ; 2006). Dans les zones centrales de la Meseta le métamorphisme, et le ramollissement qu'il permet, se concentre sur des zones cisaillées d'amplitude régionale, comme celle de la Meseta occidentale, et des granitoïdes témoignent de la mobilisation de la croûte. Cette diachronie de la déformation majeure évoque le schéma très habituel du déroulement de l'orogenèse, progressant depuis les zones internes vers les zones externes.

3.4. La couverture post-Paléozoïque

Le domaine mésétien stable s'étend à l'est de la flexure mésétienne. Là, les faciès sont souvent moins franchement marins et en tout cas les séries moins subsidentes que celles que l'on rencontre dans la marge et les bassins côtiers qui lui sont liés.

Les dépôts triasiques, ou plutôt les séries triasico-liasiques des bassins de Rommani-Khemisset, des Rehamna orientaux, etc. sont peu épais. Il s'agit, comme dans les bassins côtiers (voir plus bas), de siltites rouges contenant une intercalation doléritique ou basaltique. Leur cortège minéralogique est, comme celui des bassins côtiers, essentiellement détritique.

Ni le Jurassique ni le Crétacé inférieur ne sont représentés par des couches marines, et tout ce domaine est resté émergé à cette époque, entre l'océan Atlantique naissant et le sillon atlasique. Ne sont connus que quelques dépôts rutilants, rattachés au "Continental intercalaire" des géologues sahariens, qui ont fait l'objet de quelques prospections pour l'uranium.

La grande transgression du Crétacé moyen envahit presque complètement ce domaine, à l'exception de quelques îles dans le Massif central, les Rehamna et les Jbilete. La série marine crétacée est bien exposée sur les bordures du Plateau des Phosphates. Elle se compose, de la base au sommet, de :

- marno-calcaires et gypse du Cénomanien surmontés par la dalle turonienne de calcaires blancs (100 à 150 m) ;
- marnes et calcaires du Sénonien ; deux séries marneuses sont séparées par une barre de calcaire (50 à 100 m) ;
- série phosphatée du Maestrichtien à l'Eocène inférieur : 30 m à Khouribga, une centaine de mètres à El Borouj. On distingue, à la base, la formation de Bout Mezoud, d'âge maestrichtien, non phosphatée, et la formation sus-jacente de Benguerir, d'âge maestrichtien à paléogène, séparées par une discontinuité régionale équivalant à une surface d'émersion, perforée et karstifiée. La formation de Benguerir est constituée de séquences élémentaires où on rencontre, de la base au sommet, des phospharénites, des carbonates silicifiés, des argiles. Dans la série des Ouled-Abdoun, le Maestrichtien d'El Borouj, épais de 45 m environ, est représenté par une unité inférieure

marno-phosphatée et une unité supérieure phosphatée et argileuse. Le Dano-Montien comporte une couche phosphatée épaisse de 7 m surmontée par des dolomies. Le Thanétien supérieur est surtout dolomitique. L'Yprésien comprend des dolomies, des phosphorites et du silex. Dans le bassin des phosphates, la série lutétienne ne comprend plus de phosphates. C'est un ensemble carbonaté et siliceux, surmonté par le calcaire silicifié connu sous le nom de "Dalle à Thersitées". Dans l'ensemble, les faciès sédimentaires de la série phosphatée évoluent dans le temps depuis des calcaires vers des dolomies, et d'associations argileuses détritiques à illite vers des associations chimiques, à smectite et attapulgite. La matière organique est la plus abondante dans la partie médiane de la colonne maestrichtienne. Elle est d'ailleurs souvent détruite par oxydation. Cette destruction est caractéristique de milieux oxiques à la différence, on le verra plus loin, des séries contemporaines de Timhadite. Pour leur part, MOUTAOUAKIL et GIRESSE (1993) donnent des descriptions des pétrofaciès des phosphates des Ouled Abdoun et insistent sur le rôle des stromatolites dans la fixation du phosphate, préalablement à une concentration des granules phosphatés.

Après l'Eocène, la mer se retire du domaine mésétien, livré alors à des épisodes d'aplanissement successifs dans les massifs en surélévation.

Les cailloutis du Plio-Quaternaire qui occupent l'ensemble du domaine, particulièrement dans les couloirs déprimés : Haouz, Bahira, etc. entre les massifs, constituent le réservoir potentiel le plus important pour l'eau souterraine. La gestion des ressources aquifères des grands bassins (ZOUHRI et al., 2001), capitale pour l'économie rurale, pose de nombreux problèmes géologiques, parmi lesquels la localisation et la délimitation des niveaux-réservoirs et la gestion de l'écoulement des nappes.

Entre la flexure mésétienne et la côte, ce sont les bassins côtiers échelonnés depuis les Doukkala jusqu'à ceux de Layoun-Tarfaya. Les séries sont plus continuellement marines que dans le domaine mésétien stable, en particulier au Jurassique-Crétacé inférieur (voir, par exemple, les séries jurassiques marines du bassin d'Essaouira-Agadir : PEYBERNES et al., 1987 ; PIQUE et al., 1998).

Des marnes sableuses miocènes à huîtres, pectens et poissons sont connues dans la ville même de Casablanca, par exemple dans le quartier du Maarif et à la sortie de la ville vers Ben-Slimane. A Rabat, les marnes bleues de l'estuaire du Bou-Regreg et celles des Sehoul sont du Miocène moyen (Helvétien : LECOINTRE, 1952), avec *Chlamys multistriata*, *C. angelonii*, *C. opercularis, Flabellipecten ugolonii,* etc. Le Tortonien est connu dans le plateau des Sehoul, avec *Pecten revolutus*, *Ostrea* sp., etc. Ce sont des marnes jaunâtres, parfois à galets et graviers, et des calcaires blanchâtres souvent gréseux. Ailleurs, de Casablanca à la Chaouïa, on retrouve des marnes et des calcaires vaseux de cet âge.

Les niveaux du Pliocène, épais d'une vingtaine de mètres en moyenne, sont des grès et des calcaires marins à nombreuses coquilles. Dans les Doukkala, LECOINTRE (1952) y a trouvé *Pecten benedictus*, *Flabellipecten planomedius*, *F. gentili*, des huîtres, des gryphées, etc.. Pour GIGOUT (1951) le littoral de la mer pliocène était parallèle à la côte actuelle et l'oued Oum-er-Rbia existait dès le Pliocène ancien. Une régression quaternaire s'est accompagnée de la surélévation des dépôts pliocènes et de la surface d'aplanissement fini-Miocène

sur laquelle ils reposent, portés à plusieurs dizaines de mètres au-dessus du niveau actuel de la mer.

Les corrélations entre les niveaux marins et continentaux sont délicates à établir (TEXIER et al., 1985) pour le Quaternaire, marqué par des variations climatiques importantes (WEISROCK et al ., 1985). Le Quaternaire continental marocain est caractérisé par une alternance de Pluviaux, marqués par des conditions biostasiques, une sédimentation sur les versants et le remblaiement des lits des fleuves, et d'Interpluviaux rhexistasiques qui sont au contraire des périodes de creusement. On assimile chaque période aride et rhexistasique du Maroc à un épisode glaciaire européen, les Pluviaux correspondant aux périodes interglaciaires. On définit ainsi quatre "étages" continentaux dans le Pléistocène, du plus ancien au plus récent :

- Moulouyen (Günz), contemporain du Moghrébien et du Messaoudien inférieur ;
- Amirien (Mindel), contemporain du Messaoudien supérieur et de l'Anfatien inférieur ;
- Tensiftien (Riss), contemporain de l'Anfatien supérieur et de l'Ouljien inférieur ;
- Soltanien (Würm), contemporain de l'Ouljien supérieur.

Au-dessus, le Rharbien correspond au Mellahien, c'est-à-dire à l'Holocène.

Des faunes terrestres comme, par exemple, le rhinoceros *Dicerorhinus hemitœchus* de la région de Temara (MICHEL, 1989), les vertébrés d'Aïn Bahya près de Skhirat (MICHEL, 1988a) ou ceux de la région de Safi (MICHEL, 1988b) permettent parfois la datation des niveaux quaternaires continentaux et autorisent la comparaison avec les formes européennes. Par ailleurs, les industries lithiques apportent aussi des éléments de datation supplémentaires. L'Acheuléen ancien, avec des pics et des bifaces taillés de la région de Casablanca (RAYNAL et TEXIER, 1989), représente la base de l'Amirien, entre 1 Ma et 700.000 ans, montrant ainsi l'ancienneté de l'occupation humaine de cette région. Les restes de l'hominidé de l'Aïn Maarouf, près de El Hajeb (GERAADS *et al*., 1992), du Pléistocène moyen ancien, seraient des *Homo erectus* et *Homo sapiens* archaïques. A cette époque, l'homme coexistait ici avec des vertébrés divers : chevaux, hippopotames, éléphants (*Loxodonta atlantica*, *Elephas iolensis*), etc.

Enfin, les datations au C14 effectuées sur les poteries et les armes néolithiques (DAUGAS et al., 1989) témoignent de l'activité de la métallurgie du cuivre et permettent des comparaisons avec les régions ibériques pour la période de 5.000 à 2.000 ans av. J.C., marquée par une alternance de pulsations transgressives et de régressions bien marquées sur le littoral atlantique marocain.

3.5. La marge atlantique du Maroc

Il s'agit ici de la marge atlantique, immergée, du pays, au large des domaines mésétien, atlasique et saharien, étudiée de longue date (HINZ et al., 1982 : HEYMAN, 1989 ; LE ROY et al., 1997, 1998, etc.).

3.5.1. Les terrains et les séquences sédimentaires

3.5.1.1. Le socle

La succession stratigraphique des dépôts sédimentaires présents le long de la pente et du glacis d'El Jadida est relativement bien connue grâce aux données des forages océaniques 544, 545, 546 et 547 du Leg 79 DSDP du Glomar Challenger complétées par des observations et prélèvements en submersible réalisés le long de l'escarpement d'El Jadida.

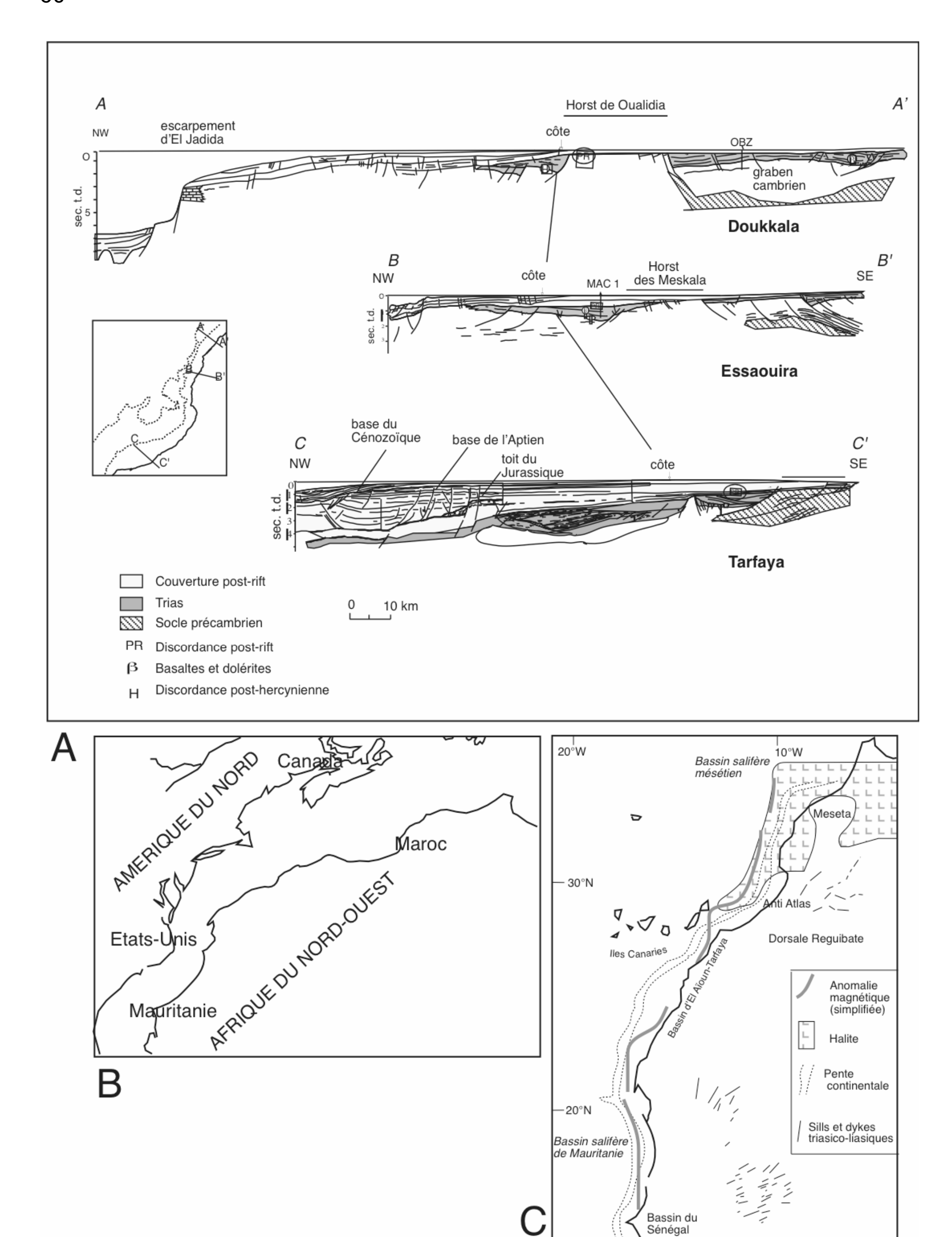


Fig. 37. La marge atlantique
A : Coupes dans les segments septentrionaux
B : Ajustement pré-rift des marges africaine et américaine de l'Atlantique central
C : La marge ouest-africaine

Le socle précambrien semble affleurer à hauteur de l'escarpement d'El Jadida comme en témoigne un échantillon de granodiorite à orthopyroxènes de type charnockite prélevé à -2600 m en submersible, le Paléozoïque étant représenté par des échantillons d'orthogneiss granodioritique dragués et carottés au niveau du glacis actuel à proximité du site 544 (KREUZER et al., 1984).

3.5.1.2. Les dépôts triasico-liasiques

Les premières formations sédimentaires montrées par les coupes sismiques sont discordantes sur le socle précambrien ou paléozoïque. L'unité de base, parfois non représentée, est formée de grès, d'argilites et de conglomérats qui représentent ici les ensembles datés à terre du Carnien. L'unité supérieure (Norien-Hettangien ?) est constituée d'argilites et de sel où s'intercale une passée de roches volcaniques.

Partout, l'épaisseur de la mégaséquence triasico-liasique s'accroît globalement vers l'océan. Les bassins sont des grabens (fig. 37 A). Les failles normales synsédimentaires sont orientées NNE-SSW et les blocs crustaux qu'elles découpent sont basculés vers l'est ou l'ouest selon le pendage de la faille qui est activée. Les failles bordières des grabens sont des failles préexistantes, souvent d'anciens chevauchements hercyniens réactivés au Trias. Des failles de transfert N 70°E à E-W découpent et isolent les divers segments de la marge. Il est clair que cette tectonique extensive syn-sédimentaire correspond au rifting atlantique. La fin de la fracturation, c'est à dire l'arrêt de l'extension crustale est intervenue avant la discordance postrift, localisée ici à la base des calcaires du Jurassique inférieur-moyen. Des arguments fondés sur l'ajustement des anomalies magnétiques et des bassins salifères des marges conjuguées africaine et américaine permettent de dater le début de l'accrétion océanique à la fin du Sinémurien, à environ 195 Ma (SAHABI et al., 2004 et Fig. 37 B,C).

Ainsi, la marge atlantique marocaine est découpée, au cours du rifting atlantique, en trois parties : 1) un domaine oriental, externe par rapport à l'axe du rift, constituant les bassins à terre. Les failles y sont généralement pentées à l'est ; 2) un domaine central, souvent en position de horst ; 3) un domaine occidental où les failles sont souvent à pendage ouest. Celles-ci seront réactivées au cours du développement ultérieur de la marge et elles délimitent l'escarpement actuel de la plate-forme.

3.5.1.3. Méso- et Cénozoïque

A l'échelle de l'ensemble de la marge, l'évolution des conditions de sédimentation au Méso- et au Cénozoïque est complexe et elle s'organise à la fois d'est en ouest et d'un segment à l'autre. D'est en ouest, on observe :

- un épaississement global des séries ;
- des variations de faciès (par exemple, au Jurassique supérieur le passage des évaporites déposées sur la plate-forme actuelle d'Essaouira à des turbidites sur le talus, ou bien le soulèvement au Crétacé inférieur et la mise à l'affleurement de l'actuel escarpement d'El Jadida ;
- un changement entre l'exhaussement et l'érosion du bassin à terre de Tarfaya, et le dépôt des séries progradantes dans la partie distale du bassin au Paléogène.

D'un segment à l'autre, les variations sont, aussi, notables. On citera :

- l'absence des carbonates jurassiques dans le bassin des Doukkala, alors qu'ils sont répandus ailleurs ;
- le dépôt des évaporites du Jurassique supérieur dans les segments d'El Jadida

et d'Essaouira, contrastant avec les marnes contemporaines de Puerto Cansado dans le bassin de Tarfaya ;

- l'érosion plus importante observée dans le segment de Tarfaya ;
- la grande subsidence du bassin du Souss (LE ROY et al., 1998).

Dans la marge saharienne (RANKE et al., 1982) s'effectuent des recherches d'hydrocarbures.

3.5.2. Les structures

Dans la marge d'El Jadida, un évènement tectonique se produit au Jurassique supérieur/Crétacé basal. Les failles normales qui jouent alors sont raides et elles affectent souvent la totalité de la séquence jurassique sous-jacente. Elles présentent des rejets très importants le long de l'escarpement et elles disloquent et effondrent vers le large la plate-forme carbonatée jurassique. Par la suite, une fracturation affecte la séquence crétacée mais non les niveaux cénozoïques. Enfin, un épisode tardif, d'âge cénozoïque, est marqué par des failles normales listriques gravitaires en contrebas de l'escarpement.

Dans la marge d'Essaouira, qui est le segment atlasique de la marge atlantique, la couverture est affectée par des plis atlasiques d'ampleur assez réduite dont l'orientation passe globalement d'une direction N 20-30 E au nord à une direction N 70 E vers le sud. Ce sont des plis de rampe, développés dans la couverture mésozoïque décollée du socle (BOUATMANI et al., 2003). La tectonique responsable de l'acquisition de ces structures est d'âge cénozoïque et due à l'orogenèse atlasique (PIQUE et al., 1998). Elle est aussi à l'origine d'une halocinèse illustrée par des structures diapiriques à terre (Jebel Hadid, jebel Tidsi) et en mer.

Dans la marge de Tarfaya, enfin, les failles normales affectant l'ensemble jurassique sont pour la plupart scellées par la discordance au toit de la séquence jurassique supérieur ou au sein même de la séquence. A l'est, il s'agit des failles orientales à pendage ouest des Zemmour, dont le jeu a été compressif au Paléozoïque et extensif au Trias supérieur. A l'ouest, il s'agit des failles à l'origine des escarpements raides de la bordure de la plate-forme carbonatée jurassique. Les failles affectant les séquences du Crétacé sont surtout concentrées en avant de l'escarpement jurassique. Ce sont des failles listriques synsédimentaires (failles de croissance) peu profondes affectant l'épaisse série sédimentaire clastique du Crétacé inférieur qui s'organisent en failles majeures synthétiques à pendage ouest et en failles secondaires antithétiques à pendage est. Le niveau de décollement pourrait correspondre à des niveaux salifères triasiques profonds ayant migré verticalement à la suite de la tectonique extensive fini-jurassique. Notons enfin que la déformation cénozoïque atlasique s'exprime surtout dans le secteur nord du segment de Tarfaya et en particulier le bassin du Sous.

A l'extrême nord de la marge atlantique, des recherches en mer montrent des nappes sous-marines (BONNIN et al., 1975) dans un prisme d'accrétion lié à une subduction active, « rifaine » à pendage est (GUTSCHER et al., 2002).

A RETENIR

Les terrains du socle

Au-dessus de roches volcaniques acides du Néoprotérozoïquen terminal qui affleurent ponctuellement, les couches paléozoïques s'organisent en plusieurs cycles sédimentaires :

- le Cambrien, avec les carbonates du Cambrien inférieur, puis les shales (« Schistes à Paradoxides »), les grauwackes et les quartzites du Cambrien moyen. Les épaisseurs de la série grauwackeuse suggèrent qu'elle s'est déposée dans un graben NNE-SSW subsident. Le Cambrien supérieur est très peu représenté.

- de l'Ordovicien au Dévonien moyen, un méga-cycle semblable à celui observé dans l'Anti Atlas. Le milieu est une plate-forme marine peu profonde et peu subsidente, parfois accidentée par des zones émergées orientées NNE-SSW. A la frange nord de la Meseta, la zone des Sehoul est déformée et pénétrée par un granite à l'Ordovicien. A l'est, les séries dévoniennes allochtones (voir plus bas) contiennent des faciès turbiditiques, ce qui les distingue des calcaires récifaux de la Meseta occidentale,

- à partir du Dévonien supérieur, la « révolution famennienne » change la paléogéographie du domaine mésétien. Des bassins faillés s'y individualisent, séparés par des zones en surrection relative. Dans les bassins une épaisse série se dépose, jusqu'au Carbonifère moyen. Le plus oriental de ces bassins, celui d'Azrou-Khenifra, fonctionne comme un bassin d'avant-pays à l'avant des zones orientales en cours de déformation. Comme son prolongement dans les Jbilete orientales, il accueille des nappes gravitaires à matériel surtout ordovicien. Des roches magmatiques basiques se mettent en place au Viséen dans ces bassins, en particulier dans le bassin du Sarhlef.

En Meseta orientale, les séries carbonifères sont discordantes sur les structures de la « Phase éo-varisque » (ci-dessous). Ce sont des séquences volcano-sédimentaires et les analyses géochimiques indiquent l'affinité calco-alcaline des laves incluses. A Jerada, la série carbonifère s'achève par des niveaux de houille paraliques.

Le Carbonifère supérieur et le Permien sont représentés par des séries continentales rouges accompagnées d'effusions volcaniques.

La déformation du socle

La zone des Sehoul, au nord de la Meseta, est affectée par des plis et des chevauchements à vergence sud, d'âge ordovicien. Au sud de la zone, ces structures « calédoniennes » sont reprises par la déformation hercynienne.

Dans la Meseta orientale, la déformation est datée à environ 360 Ma, c'est à dire à la fin du Dévonien. C'est la « Phase éo-varisque », bien démontrée, par exemple, à Midelt. Les plis sont serrés, une schistosité généralisée s'accompagne d'un métamorphisme épizonal, les chevauchements vers l'ouest sont ductiles. Par la suite, la déformation progresse vers l'ouest, et les séries du bassin d'avant-pays d'Azrou-Khenifra sont plissées au Carbonifère.

En Meseta occidentale et centrale, la déformation est plus diversifiée. Elle se déroule entre 330 et 300 Ma, du Viséen au Westphalien. Dans les anciens bassins dévono-carbonifères, elle est relativement faible et le métamorphisme y est pratiquement inexistant ou ne dépasse pas les conditions de l 'épizone. Dans les zones « anticlinoriales » (Khouribga-Oulmès, Rehamna centraux ; etc.), elle est plus importante, le métamorphisme pouvant atteindre

localement la mésozone (Rehamna). Des plans de cisaillements précoces, subhorizontaux, sont ensuite ployés par des structures plus tardives, parfois extensives, accompagnées par une diminution des conditions de pression synmétamorphique.

A noter, enfin, que ces évènements hercyniens sont accompagnés dans l'ensemble de la Meseta par la mise en place de massifs de granites circonscrits.

La couverture post-hercynienne

Après les séries détritiques et volcaniques permiennes, mises en place dans des bassins encore compressifs, les siltites rouges et les niveaux salifères du Trias supérieur et du Lias basal, ainsi que les intercalations doléritiques qu'ils contiennent se déposent dans des bassins extensifs liés au rifting atlantique.

Après la lacune du Jurassique et du Crétacé inférieur, la transgression cénomanienne envahit tout le domaine, à l'exception d'îles comme les Rehamna. Les dépôts marins les plus importants économiquement sont la série phosphatée fini-crétacée, puis la mer se retire après l'Eocène.

La marge atlantique

Après un épisode de rifting triasico-liasique, l'accrétion océanique débute à la fin du Sinémurien. Les dépôts post-rift s'organisent en une suite de séquences sédimentaires variables de la plate-forme au talus et au glacis, d'une part, et selon les divers segments (mésétien, haut-atlasique, anti-atlasique) d'autre part.

4 LES ATLAS

4.1. Présentation

Le Haut Atlas sépare le Maroc en deux : au nord, les plateaux et les bas massifs du Maroc septentrional qui constituent le domaine des Mesetas ; au sud, l'Anti Atlas et les domaines sahariens. Sur 700 km de long à l'intérieur des frontières marocaines, pour une centaine de kilomètres de large, cette chaîne d'axe WSW-ENE est l'élément majeur du relief du Maroc (Fig. 38).

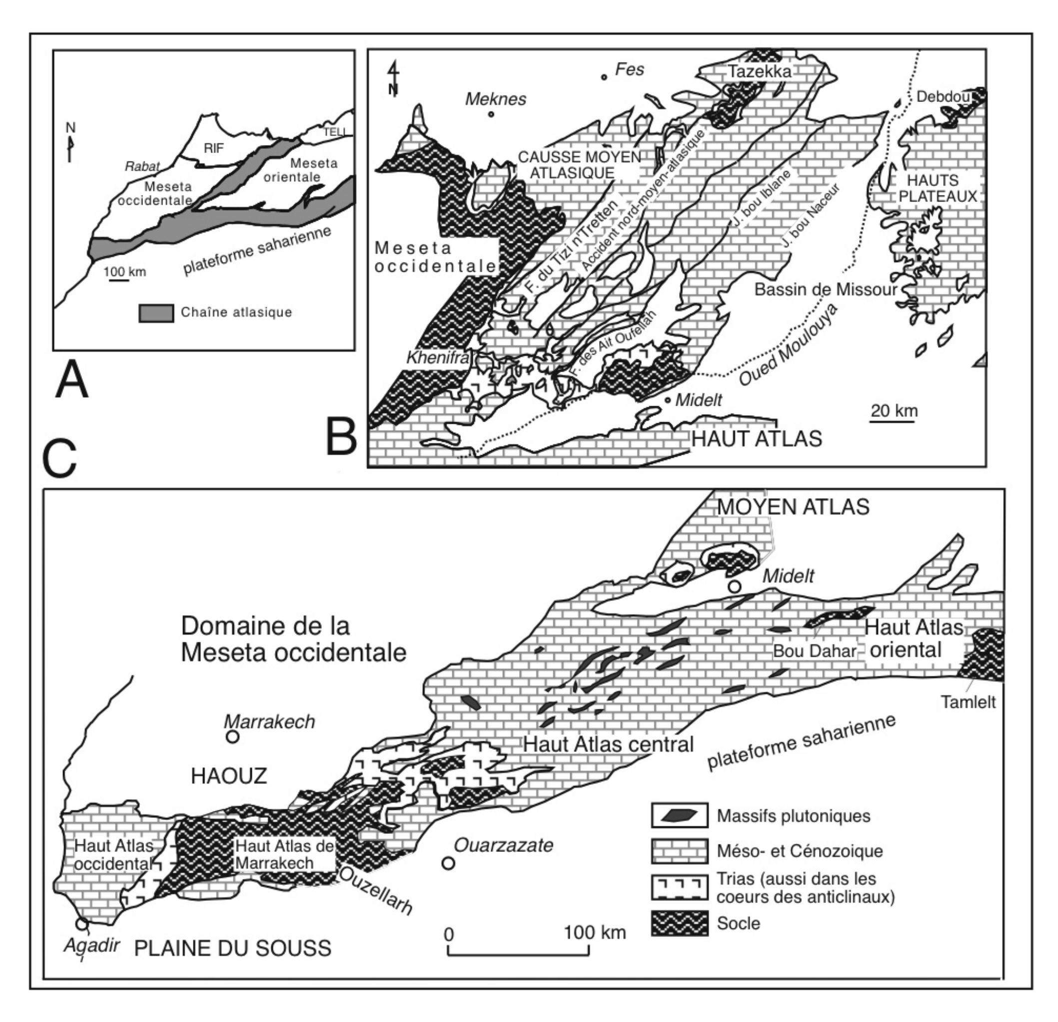


Fig. 38. Cartes du domaine atlasique

Son altitude est globalement plus élevée dans sa partie centrale et occidentale que dans les confins orientaux. Dans tout le Haut Atlas central, les sommets de plus de 4000 m sont nombreux, du jbel Toubkal, point culminant du Maroc et de l'Afrique du Nord à 4167 m, à l'Ighil (=jbel) Mgoun, à 4071 m. C'est là que prennent naissance les grands oueds du versant nord : les oueds n'Fis, Rdat, Tessaout et el Abiod (= assif Melloul), et ceux du versant sud : oueds Souss, Todgha, Dades, etc.. A l'ouest du Tizi n'Test, le relief s'abaisse rapidement vers l'océan tandis qu'à l'est du Haut Atlas central il s'abaisse progressivement vers l'est jusqu'au Tamlelt. En bordure du domaine montagneux haut-atlasique courent des dépressions : le Haouz au nord, la plaine du Souss et le sillon sud-atlasique, de Ouarzazate à Rachidia et au-delà, au sud. Les limites entre la chaîne haut-atlasique et les domaines voisins, mésétien et anti-atlasique, sont le plus souvent abruptes et on passe rapidement de ces dépressions marginales de l'Atlas à la Haute Chaîne par une étroite bande de collines sous-atlasiques comme celle d'Aït-Ourir, par exemple, au SE de Marrakech.

Branché sur le Haut Atlas entre Beni-Mellal et Aghbala, le Moyen Atlas est une autre barrière montagneuse, NE-SW celle-là, qui divise le Maroc septentrional en Meseta occidentale et Meseta orientale. Les altitudes sont nettement moins élevées que dans le Haut Atlas. La chaîne est bordée à sa frange sud-orientale par une dépression dans laquelle s'écoule l'oued Moulouya.

Au point de vue géologique, le Haut Atlas et le Moyen Atlas se distinguent de la Meseta par la déformation de leurs terrains mésozoïques. Ceux-ci, plissés dans le domaine atlasique, ennoient des massifs de terrains anciens, surtout paléozoïques. La superficie de ces massifs anciens est très variable. Au sud de Marrakech un ensemble de massifs paléozoïques (Fig. 36) ont été fortement soulevés et constituent, autour du jbel Toubkal, le toit de la chaîne. A l'est du Haut Atlas, le Tamlelt est, au contraire, une plaine au sein de la couverture mésozoïque. D'autres massifs anciens jalonnent le Haut Atlas et le Moyen Atlas. Pratiquement absents de l'axe du Haut et du Moyen Atlas, les dépôts cénozoïques et plus récents sont largement représentés, par contre, dans les sillons atlasiques marginaux.

Les terrains paléozoïques des massifs atlasiques montrent toujours les traces des déformations hercyniennes. L'orogenèse atlasique ne s'y marque que par des déformations cassantes et des plis de grande rayon de courbure qui n'obscurcissent jamais les structures antérieures à un point tel que l'on ne puisse plus les analyser; aussi peut-on parfaitement étudier la déformation hercynienne de ces massifs et la comparer à celle de la Meseta.

4.2 Le socle

4.2.1. L'Atlas paléozoïque de Marrakech

4.2.1.1. Généralités

On désigne sous ce nom un ensemble de boutonnières qui s'étend sur environ 250 km entre le couloir d'Argana à l'est et l'ennoyage des boutonnières d'Aït Tamlil et de Skoura sous leur couverture mésozoïque à l'est, et 60 km de large entre la plaine du Haouz au nord et les dépressions du Souss et de Skoura au sud (Fig. 39). On peut le diviser en trois parties :

- un domaine occidental : la série paléozoïque, représentée surtout par les dépôts cambriens, est épaisse. La déformation hercynienne y est clairement marquée et elle s'exprime par des plis surtout NNE-SSW, un métamorphisme important et la mise en place de granitoïdes comme celui du jbel Tichka ;
- un domaine central : le Bloc de l'Ouzellarh, constitué de roches métamorphiques et de granitoïdes précambriens recouverts par les volcanites du Précambrien terminal et une série paléozoïque peu épaisse. L'ensemble a été peu déformé par l'orogenèse hercynienne. La partie occidentale de la boutonnière de Skoura et la partie méridionale de celle d'Aït Tamllil font partie de ce domaine tabulaire ;
- un domaine oriental : la majeure partie des boutonnières d'Aït Tamllil et de Skoura, et le secteur du Tizi n'Tichka (PROUST, 1973). Les terrains carbonifères sont très épais et déformés par des plis hercyniens NW-SE et E-W.

La Faille du Tizi n'Test est un élément important de cette région. Elle borde au sud le domaine occidental, en direction WSW-ENE et elle le sépare du sillon du Souss. Plus à l'est, son tracé est discuté, parce que sa définition concerne des époques différentes, tant il est vrai que son fonctionnement s'est étalé sur une très longue période comprenant au moins le Paléozoïque et le Mésozoïque.

4.2.1.2. Les terrains

-a. Terrains précambriens

Ils affleurent bien dans l'Ouzellarh. Le corps principal de ce domaine est constitué surtout de quartzites et de schistes faiblement métamorphiques, rapportés au Précambrien II, avec des noyaux gneissiques du Précambrien I probable (voir dans le chapitre Anti Atlas les correspondances entres les séquences classiques du Précambrien et les distinctions récentes). Dans les Seksaoua et à Azgour, OUAZZANI et al. (1998) retrouvent, dans des andésites et des dacites, la trace d'un magmatisme d'arc volcanique du Protérozoïque supérieur, en tout cas antérieur au Cambrien.

Dans l'Ourika, des dykes basiques caractérisés par BARAKAT et al., (2002) témoignent d'une distension antérieure au dépôt de la série PIII. Celle-ci est représentée dans les deux épaulements, occidental et oriental, de l'Ouzellarh, respectivement le massif du Toubkal et celui de Tircht-Tidsi ; comme dans l'Anti Atlas, c'est une série surtout volcanique, andésitique et dacitique, dont les variations d'épaisseur s'expliquent par une tectonique de blocs contemporaine de leur mise en place. Le gisement métallifère à argent et mercure de Zgounder dans le jbel Siroua (MARCOUX et WADJINNY, 2005) accompagne une série volcano-sédimentaire. Comme le gisement argentifère proche d'Imiter, il est d'âge néo-protérozoïque. Les granites roses de Tircht, Meltsen et Ourgouz et les ignimbrites contemporaines de l'Ouzellarh témoignent d'un magmatisme alcalin développé au Précambrien terminal qui relaie, cette fois en régime extensif, les roches magmatiques calco-alcalines tardi-panafricaines de la base de la série d'Ouarzazate (BAOUCH et al., 1990).

-b. « Adoudounien » et Cambrien inférieur

Le domaine oriental, du massif de Tircht jusqu'à la boutonnière de Skoura, dépourvu de dépôts du Cambrien inférieur, était en position haute et vraisemblablement émergé à cette époque. Les conglomérats de l'Ourika et du Yagour représenteraient les produits de son démantèlement, accumulés sur une plate-forme littorale de haute énergie. La série de l'Ouneïn

(BOUDDA et CHOUBERT 1972; DESTOMBES et al., 1985) offre une coupe continue des premiers niveaux paléozoïques avec, de bas en haut :

+ séquence lie-de-vin avec, au sommet, des bigotinopsidés ;

+ 800 m de calcaires et des schistes, correspondant aux "Calcaires supérieurs" de l'Anti Atlas ;

+ série pyroclastique ;

+ niveaux à Archeocyathidés ;

+ conglomérats remaniant les niveaux sous-jacents, associés à un niveau de calcaires à archeocyathidés ; ce serait l'équivalent, plus grossier, des Grès Terminaux ;

+ grès, schistes et calcaires à *Protolenus* et *Kingaspis,* à la base d'une puissante formation schisteuse du Cambrien moyen.

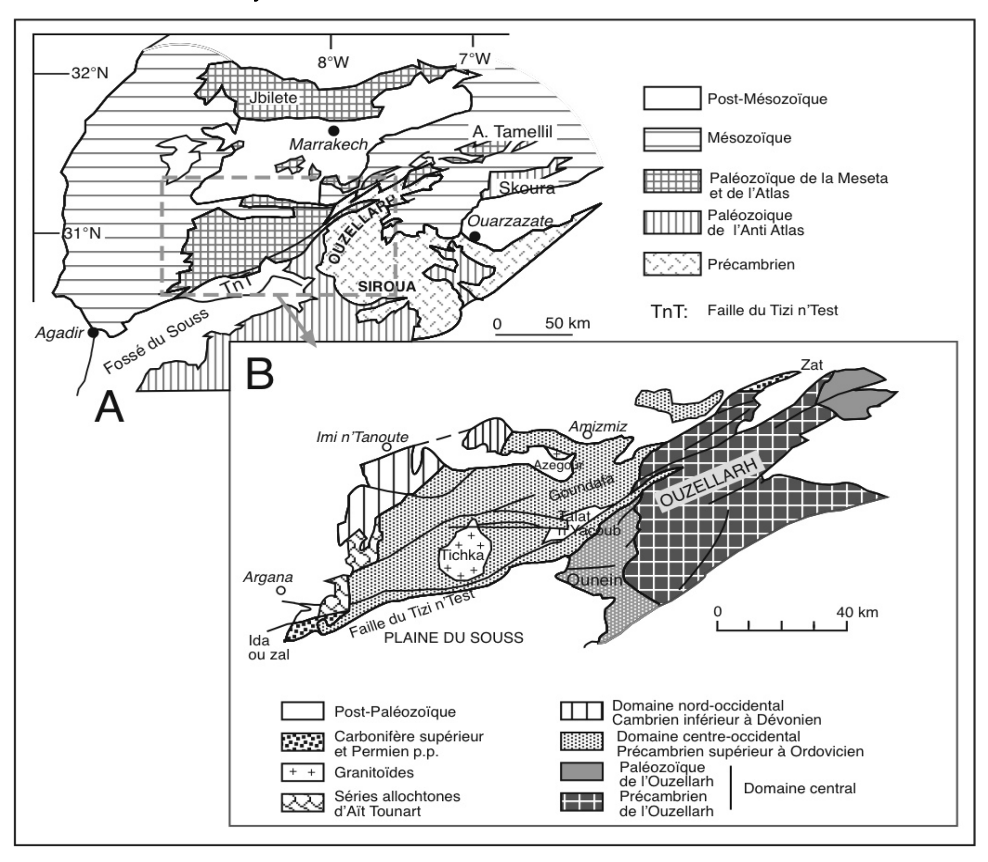


Fig. 39. Le Bloc ancien du Haut Atlas
A : Situation générale : les massifs paléozoïques (Atlas de Marrakech)
B : Carte schématique (domaines occidental et central)

En revanche, le domaine occidental est à cette époque une plate-forme carbonatée, peu profonde mais subsidente, avec des récifs d'archéocyathidés et des dépôts détritiques.

Il s'y s'individualise un sillon subméridien limité latéralement par des failles synsédimentaires NNE-SSW et, au sud, par la Faille du Tizi n'Test.

Les dépôts du Cambrien inférieur, épais ici d'environ 5000 m, sont accompagnés par des roches volcaniques basiques. A l'ouest de ce secteur, au-delà d'une zone de failles ou de flexures synsédimentaires, les faciès sont exclusivement détritiques. Au SE de la faille du Tizi n'Test, BADRA *et al.* (1992) montrent que la sédimentation épaisse du Cambrien inférieur, surtout carbonatée et volcano-sédimentaire, est contrôlée par le jeu de failles normales N 70 E. Le régime géotectonique est celui d'une extension crustale, confirmée par la nature tholéiitique du volcanisme associé, accompagnée d'un hydrothermalisme responsable de la minéralisation en Cu et Zn.

-c. Du Cambrien moyen à l'Ordovicien

Dans le domaine de l'Ouzellarh, la série est peu épaisse (400-500 m). Au-dessus de la Brèche à *Micmacca* qui, comme dans l'Anti Atlas, marque le passage du Cambrien inférieur au Cambrien moyen, reposent des schistes à *Bailliela*, *Conocoryphe* et *Paradoxides* du Cambrien moyen, des niveaux gréseux et bariolés, possibles équivalents de le formation d'El Hank-Tabanit, et une série d'âge probable Arenig à Llandovery inférieur, en discordance parfois angulaire sur les terrains sous-jacents. Les grès supérieurs, épais de 0 à 150 m, sont l'équivalent des grès du Second Bani de l'Anti Atlas. La géométrie de leurs bancs est généralement lenticulaire; beaucoup de structures (glissements, figures d'échappement d'eau, etc..) indiquent des déformations d'un sédiment non lithifié créées par le jeu de failles actives durant la sédimentation. Des "argiles microconglomératiques", enfin, semblables à celles de l'Ordovicien terminal de l'Anti Atlas, en particulier, terminent la séquence.

Au-delà de la Faille de Skoura, dans le domaine oriental, la série cambro-ordovicienne est directement transgressive sur les quartzites précambriens. Elle comprend environ 400 m d'argilites à *Paradoxides* du Cambrien moyen, dépourvues de niveaux volcaniques et 200 m d'argilites micacées et arénacées dont le Caradoc, à lui seul, représente la moitié de l'épaisseur.

Comme durant le Cambrien inférieur, le domaine occidental est peu profond mais très subsident au Cambrien moyen. L'épaisseur des grauwackes et des grésopélites est de 5000 m dans la région des Aït-Mohand-ou-Moussa et de 8000 à 9000 m dans celle de Tabgout, toutes deux au nord-ouest du domaine occidental. BERNARDIN et al. (1988) considèrent qu'il s'agit ici du prolongement méridional du graben ouest-mésétien défini en Meseta côtière. Ici comme au nord, le graben est limité à sa partie orientale par des failles NNE-SSW, correspondant à la future Zone Cisaillée de Meseta Occidentale. Il se termine au sud le long de la Faille du Tizi n'Test dont le caractère précoce, synsédimentaire, est ainsi démontré. Le fonctionnement de ce fossé cesse à la fin du Cambrien moyen, puisque des grès-quartzites du type d'El Hank-Tabanit se déposent indifféremment à l'intérieur et à l'extérieur de ses limites. Les grès à diplograptidés et monograptidés qui viennent ensuite représentent l'Ordovicien ; leur épaisseur est relativement faible, de 600 à 800 m. Quel que soit le taux de subsidence, les faciès sédimentaires indiquent toujours une profondeur faible à l'Ordovicien (par exemple CHACRONE et HAMOUMI, 2004), avec des sédiments soumis à l'action des tempêtes, et des failles synsédimentaires responsables de phénomènes de resédimentation gravi-

taire. La série ordovicienne se termine par 60 à 90 m de quartzites et microconglomérats comparés à ceux du Second Bani.

-d. Le Siluro-Dévonien

Le Silurien est connu ponctuellement, déformé et laminé, dans plusieurs coupes du domaine occidental : Talmakent, Ida-ou-Zal, etc. La séquence synthétique reconstituée à partir de ces affleurements réduits et dispersés est très mince : 10 à 25 m, mais elle est complète, constituée surtout d'ampélites noirâtres concordantes sur les quartzites de l'Ordovicien supérieur probable. Les carbonates y sont présents, surtout au Ludlow, en bancs ou en nodules. Le Pridoli à *Scyphocrinites* passe en continuité au Lochkovien. Dans le domaine oriental, JENNY et LE MARREC (1980) signalent 125 m de phtanites noir-bleuté et des shales noires avec des niveaux marno-calcaires.

Le début du Dévonien marque, dans le domaine occidental, une très forte reprise de la subsidence. En concordance sur les niveaux siluriens, la série lochkovienne est épaisse (200 à 850 m). Elle contient des argilites qui passent au sommet à des niveaux détritiques plus grossiers. Des biseaux stratigraphiques et des olistolites témoignent du jeu de failles synsédimentaires et d'une tectonique de horsts et de grabens de direction subméridienne. Une émersion à la fin du Lochkovien amène le dépôt de grès à plantes et de conglomérats tels ceux de Talmakent. Cette importante instabilité et la subsidence qui l'accompagne cessent au Praguien et, jusqu'au Frasnien, les dépôts dévoniens seront minces, argilo-calcaires puis carbonatés.

Le domaine oriental est à l'abri de la tectonique distensive du Lochkovien, avec quelques dizaines de mètres de siltites et de marnes à trilobites, gastéropodes et tentaculites. Le reste de la série dévonienne comporte les calcaires de la Tessaout puis une série marneuse et silteuse épaisse (450 m), où le Dévonien supérieur serait représenté.

-e. Le Carbonifère inférieur

Les dépôts du Dévonien supérieur et du Dinantien sont peu répandus dans le domaine occidental et l'enregistrement sédimentaire des mouvements tectoniques hercyniens précoces manque généralement. Dans la partie occidentale de ce domaine, le jeu des failles normales subméridiennes postérieures au Dévonien et antérieures au serrage majeur hercynien s'accompagne de la mise en place de sills basiques, témoignant ainsi d'une phase d'extension au Carbonifère inférieur. Dans la boutonnière de Guemassa, au nord du domaine occidental, le Carbonifère inférieur est représenté par des formations turbiditiques et chaotiques accompagnées d'un magmatisme bimodal, déposées dans un bassin relativement subsident limité par des failles NNE-SSW.

A la bordure du domaine central, BEAUCHAMP et PETIT (1981), VACHARD et al. (1990), etc. décrivent, dans l'Atlas de Marrakech, une série deltaïque puis turbiditique d'âge Viséen supérieur-Namurien inférieur, en discordance cartographique sur des gréso-pélites du Cambro-Ordovicien. Des structures sédimentaires y indiquent une tectonique distensive viséenne contrôlée par des failles NNE-SSW et WSW-ENE, avec une profondeur de dépôt importante.

La partie nord de la boutonnière d'Aït Tamlil est formée de terrains épais d'environ 3000 m, attribués au Carbonifère inférieur, où JENNY et LE MARREC (1980) et JENNY et al. (1989) décrivent des turbidites distales et des faciès chaotiques, wildflysch et olistostromes. Ces derniers contiennent,

dispersés dans une matrice plus ou moins abondante, des blocs hecto-, voire kilométriques de quartzites ordoviciens, phtanites siluriennes et siltites dévoniennes. Leur âge est Viséen terminal. Ces formations sont recouvertes par la Nappe d'Aït Tamlil, un ensemble d'unités allochtones, d'âge surtout ordovicien, mises en place sur le flysch distal et les formations chaotiques par un glissement gravitaire vers le sud. Ces ensembles contrastent fortement avec la sédimentation de plate-forme que connaît à cette époque le sud du domaine oriental (LAVILLE, 1980).

-f. Le Carbonifère supérieur et le Permien

A l'extrémité sud-ouest de l'Atlas paléozoïque de Marrakech, le Stéphanien est reconnu dans les Ida-ou-Zal et les Ida-ou-Zekri, parties actuellement séparées d'un même bassin, le Bassin du Souss (FEYS et GREBER, 1963 ; SABER et al., 2001). Dans les Ida-ou-Zal, les conglomérats qui jalonnent les failles bordières passent latéralement vers le centre du bassin à des sédiments détritiques plus fins, continentaux ou lacustres, entassés sur une épaisseur de 1 800 m. On y rencontre une flore euraméricaine (BROUTIN et al., 1989).

Au sud d'Argana, des filons basiques traversent le socle paléozoïque ainsi que la base, mais non le sommet de la série rouge sus-jacente (AÏT CHAYEB et al., 1998). Leur nature alcaline à transitionnelle les distingue à la fois des roches magmatiques calco-alcalines du Permien inférieur de la Meseta et des tholéiites du Trias supérieur, suggérant ainsi un âge permien inférieur pour leur mise en place.

4.2.1.3. Les déformations hercyniennes

-a. Le domaine central

Dans ce domaine, correspondant aux affleurements précambriens de l'Ouzellarh et aux portions de boutonnières paléozoïques adjacentes (partie occidentale de la boutonnière de Skoura, partie méridionale de celle d'Aït Tamlil et partie occidentale de celle d'Aït Akiym), la tectonique hercynienne est restée très modérée et n'a développé aucune structure pénétrative. Les couches ne sont que basculées et affectées par des failles post-viséennes, témoins d'une compression E-W.

Dans la région d'Azgour-Erdouz, la série paléozoïque est affectée par trois épisodes de déformation ductile dont le troisième est contemporain de la mise en place du granite d'Azegour. La minéralisation économique en Zn-Pb de cette région est liée à une phase hydrothermale tardi-hercynienne ; elle a été précédée par une préconcentration, également hydrothermale, réalisée au cours de l'extension du Cambrien inférieur (BADRA et al., 1991).

-b. Le domaine oriental

A la différence du domaine central, la série paléozoïque est ici épaisse. Le Carbonifère inférieur chaotique et la nappe d'Aït Tamlil sont affectés par une déformation ductile. Les plis majeurs, souvent accompagnés d'une schistosité de plan axial, ainsi que les failles directionnelles sont E-W à WNW-ESE (JENNY et al., 1989).

-c. Le domaine occidental

Par sa complexité, il pose davantage de questions que les autres domaines. Sa déformation est polyphasée. Les plis majeurs, NNE-SSW, à vergence ouest, sont symmétamorphiques. L'intensité de la déformation et celle du métamorphisme synschisteux augmentent en direction des massifs granitiques. Vers la fin de cet épisode principal, la déformation se concentre dans des zones cisaillées NNE-SSW ductiles à jeu latéral dextre (EDDIF et al., 2000). C'est peut-être

dès cette époque que le pluton syncinématique du Tichka se met en place. Après une distension, peut-être en régime transtensif, des unités allochtones (nappe des Aït Tounart) glissent sur une distance de 20 à 30 km en direction du sud-est. Autochtone et allochtone sont ensuite soumis à une compression WNW-ESE au cours de laquelle des plis P2 apparaissent et des failles méridiennes sont réactivées en chevauchements. Un serrage tardi-hercynien est responsable du jeu dextre des failles WSW-ENE comme celle du Tizi-Maachou, qui affecte le granite du Tichka. La dernière distension carbonifère, d'âge stéphanien, induit le développement des bassins intramontanes (ERRAMI et al., 2002).

Le massif du Tichka est un excellent exemple, étudié par GASQUET et al. (1992), d'une association plutonique acide-basique à gabbros, diorites, granodiorites, monzogranites et leucogranites dont tous les termes, à l'exception des leucogranites les plus récents, sont contemporains. Des arguments surtout géochimiques fondés sur l'analyse des éléments en traces et des analyses isotopiques (Rb/Sr et Sm/Nd) suggèrent que le magma basique, fondamental, serait issu de la fusion partielle du manteau supérieur, réalisée dans un environnement intraplaque ; les diorites seraient le produit de la cristallisation fractionnée de ce magma et de l'assimilation crustale ; les granitoïdes, enfin, résulteraient de l'anatexie d'un matériel infracrustal de composition basique à intermédiaire.

-d. Les limites entre les domaines

Les limites observées actuellement entre les zones plus ou moins déformées au cours de l'orogenèse hercynienne ont été affectées par des mouvements tardi-hercyniens puis réactivées par l'ensemble de la tectonique atlasique, décrochante et chevauchante. Le problème est donc de reconstituer leur disposition au Paléozoïque.

La limite entre le domaine central, peu déformé, et le domaine oriental plissé est marquée par un ensemble de failles NW-SE comme la Faille de Skoura qui partage en deux domaines la boutonnière de Skoura, et de failles E-W comme celle qui sépare la boutonnière d'Aït Tamlil en un domaine septentrional plissé et un domaine méridional stable.

La limite sud du domaine occidental est la Faille du Tizi n'Test dont on connaît depuis MATTAUER *et al.* (1972) le jeu dextre. On a beaucoup discuté sur son prolongement oriental, en considérant qu'elle adopte une direction WSW-ENE à travers le domaine de l'Ouzellarh et que, plus à l'est, elle borde au nord la boutonnière d'Aït Tamlil (JENNY, 1983). Les reconstitutions de OUANAIMI et PETIT (1992) suggèrent qu'elle se prolonge à l'est par un ensemble de failles (failles de Kik, du n'Fis, etc..), orientées NNE-SSW, qui forment la limite entre le domaine occidental et le domaine central. Leur composante latérale est dextre.

Finalement, l'histoire tant sédimentaire que structurale de l'Atlas paléozoïque de Marrakech montre que ces failles : Faille du Tizi n'Test et ses prolongements orientaux et Faille de Skoura *s. l.* sont des linéaments anciens, actifs dès le stade de la sédimentation paléozoïque. Leur jeu majeur est synschisteux comme le suggère l'intensification de la déformation à leur approche et ils ont rejoué à plusieurs reprises, à la fin du Paléozoïque et au cours des divers épisodes atlasiques. Leur jeu post-schisteux dextre pour la Faille du Tizi n'Test et sénestre pour celle de Skoura en font des zones de cisaillement conjuguées.

4.2.2. Les boutonnières du Haut Atlas oriental

4.2.2.1. Les séries sédimentaires

La couverture du Haut Atlas oriental laisse affleurer le socle précambrien supérieur et paléozoïque dans les boutonnières de Mougueur, Bou-Dahar et Tamlelt. Dans cette dernière, à la suite des observations de du DRESNAY (*in* DESTOMBES *et al.*, 1985), et HOUARI et HOEPFFNER (2000), en particulier, on peut construire la colonne suivante :

-a. Précambrien supérieur

Le Précambrien supérieur est représenté par une importante (environ 1000 m) série volcano-sédimentaire comportant des coulées d'andésites, de dacites et de rhyolites ; elle représente l'équivalent du Néoprotérozoïque terminal de l'Anti Atlas.

-b. Cambrien

En différents points de la boutonnière de Tamlelt (Jbel Manhouhou, Jbel Tioua) et dans ses prolongements aux confins algéro-marocains (Jbel Tibalicine) la série volcanique du Précambrien terminal est surmontée par des niveaux sédimentaires : conglomérats, grès, dolomies et calcaires à trilobites (*Termierella longa*, *Kingaspis campbelli*) et des psammites et schistes à niveaux calcaires avec, encore, des trilobites (*Kingaspis armatus*, *Micmacca sp.,* etc). Ces niveaux du Cambrien inférieur ont une épaisseur de 500 à 1300 m. Ils sont surmontés par des grès-quartzites et des schistes attribués au Cambrien moyen. Notons que la présence de dépôts du Cambrien moyen, sûre dans la petite boutonnière de Taltfraout, sur le versant sud du Haut Atlas au NW de Goulmima, est supposée dans le Mougueur.

-c. Ordovicien

La série est grésopélitique. A la base, 800 m de shales ont livré *Schizograptus quebecensis* et *Holograptus deani* de l'Arenig inférieur. Plus haut, des grès et des quartzites d'épaisseur variable (90 à 750 m), au-dessus de niveaux de fer oolitique, représentent probablement l'Ordovicien supérieur, avec peut-être des ravinements internes du type de celui de la barre du Second Bani sur les niveaux sous-jacents. Dans la boutonnière du Bou-Dahar, la série ordovicienne est épaisse de 220 m ; le Llandeilo y est caractérisé.

-d. Silurien

Dans de nombreux affleurements du Tamlelt, le Silurien est caractérisé paléontologiquement. Il est représenté par des shales et des phtanites datant du Llandovery inférieur au Wenlock comme l'indiquent les nombreuses espèces de *Monograptus*, *Climacograptus*, *Glyptograptus*, etc.. et par des calcaires à *Cardiola interrupta* du Wenlock-Ludlow.

4.2.2.2. Les déformations hercyniennes

Dans le Mougueur et la bordure nord de Tamlelt, les grès et schistes du Cambrien moyen probable sont affectés par des plis fondamentaux synschisteux d'axe NW-SE à NNW-SSE (N130-160 E) déversés au SW, subcontemporains de cisaillements dans les plans axiaux. Ces structures, probablement éo-varisques, sont reprises par des plis NE-SW à E-W.

Dans le centre et le sud de la boutonnière de Tamlelt, HOUARI et HOEPFFNER (2000, 2003) décrivent une déformation d'âge carbonifère combinant chevauchements et décrochement, qui donne lieu à des plis ENE-WSW, synschisteux, déversés au SSE associés à des failles transcurrentes

dextres orientées E-W. Cette déformation, qui n'implique ici que les terrains du Paléozoïque inférieur, correspond probablement à celle enregistrée dans le Carbonifère de Bechar (BALL et al., 1975) et de Tineghir (MICHARD et al., 1982 ; SOUALHINE et al., 2003). Ces régions correspondent à la marge SE de la chaîne hercynienne, caractérisée notamment par l'absence de granitoïdes et par un raccourcissement relativement modéré n'impliquant pas l'ensemble de la croûte.

4.2.3. Les boutonnières du Moyen Atlas

Il s'agira ici surtout de la boutonnière du Tazekka, à la bordure occidentale du Moyen Atlas central, prolongée par celles de Bsabis et d'El Menzel. D'autres boutonnières voisines n'appartiennent pas au domaine atlasique, telles celle d'Imouzzer-du-Kandar dans la Meseta occidentale ou celles, plus vastes, de Debdou et de Mekkam, dans la Meseta orientale.

4.2.3.1. La série sédimentaire

-a. Ordovicien

Ce sont les terrains les plus anciens reconnus dans la boutonnière du Tazekka, dont ils représentent la majeure partie des affleurements (HOEPFFNER, 1989). Dans la partie occidentale du massif, des grès, parfois quartzitiques et des pélites forment une série dont l'épaisseur, compte tenu des redoublements tectoniques, peut atteindre 700 à 800 m.

En revanche, les niveaux ordoviciens, ou cambro-ordoviciens, de la partie orientale du massif (unité de Bab-el-Azhar et Schistes du Tazekka) sont une série surtout pélitique d'où sont absentes les formations gréseuses et quartzitiques occidentales.

-b. Silurien

De nombreux affleurements généralement peu étendus dans le Tazekka occidental permettent de reconstituer une colonne complète d'environ 115 m d'épaisseur, phtanitique et ampélitique.

-c. Dévonien

La formation de l'oued Bou-Ayach, dans le Tazekka occidental, repose en continuité sur la série silurienne. Elle est formée d'environ 150 m d'arénites microbréchiques et de grauwackes alternant avec des argilites. Elle est riche en débris végétaux. Des chitinozoaires, des acritarches et des spores indiquent un âge Dévonien inférieur élevé à Dévonien moyen (Eifélien). Le caractère nettement détritique et l'abondance des plantes flottées suggèrent que le milieu était, comme celui de la boutonnière mésétienne d'Imouzzer-du-Kandar, une plate-forme proche de terres émergées.

-d. Carbonifère

Une série volcano-sédimentaire (CHALOT-PRAT et CABANIS, 1989) recouvre en discordance angulaire les Schistes du Tazekka dans la partie orientale du massif. Elle comprend un ensemble basal, volcano-sédimentaire où s'intercalent des coulées d'andésites et de basaltes andésitiques, et un ensemble supérieur surtout pyroclastique, avec des tufs acides, des rhyolites et des ignimbrites. Des niveaux sédimentaires détritiques ont permis de dater du Viséen supérieur-terminal-Namurien inférieur la base de la série (CHALOT-PRAT et ROY-DIAS, 1985) ; l'ensemble supérieur remanie des xénolites de roches sédimentaires dont l'âge s'échelonnerait du Viséen supérieur au Westphalien (voir la revue des datations par HUVELIN et MAMET, 1989).

L'étude pétrographique et géochimique des roches volcaniques indique la

coexistence de magmas basiques et acides (CHALOT-PRAT et CABANIS, 1989) et leur appartenance à une lignée calco-alcaline de type orogénique (KHARBOUCH, 1994 ; BENNOUNA et al., 2004). Le Tazekka se rapproche en cela des boutonnières de la Meseta orientale (Mekkam, Jerada).

4.2.3.2. La déformation hercynienne

L'unité orientale des Schistes du Tazekka est affectée par un plissement fondamental symmétamorphique dont les structures sont replissées au cours d'une seconde phase de déformation. Les plis P1 sont orientés en moyenne NNE-SSW (N10-20 E) et leur déversement est à l'ouest. Le second épisode de déformation affecte non seulement les Schistes du Tazekka et leur foliation, mais aussi la série volcano-sédimentaire discordante. Les plis P2 sont N30 E en moyenne, avec des plans axiaux subverticaux soulignés par une schistosité peu développée (HOEPFFNER, 1994).

L'unité médiane de Bab-Azhar montre un gradient de déformation et de métamorphisme décroissant d'est en ouest. Elle est affectée, comme les Schistes du Tazekka, par une schistosité S1 souvent parallèle au litage, mais elle se caractérise surtout par l'importance des cisaillements tardi- à post-schisteux au cours desquels les structures plicatives sont intensément dilacérées. La vergence des plis et des cisaillements suggère que le contact entre la zone orientale et celle de Bab-Azhar, toujours anormal, est un chevauchement de la première sur la seconde.

L'unité occidentale est constituée de terrains ordoviciens à dévoniens non métamorphiques. Les plis hectométriques sont déversés à l'ouest, mais le caractère le plus frappant de cette unité est son découpage en écailles.

L'architecture du massif résulte ainsi de l'intervention de deux épisodes tectoniques ; au cours du premier, le raccourcissement est important et en grande partie ductile dans la partie orientale occupée par les Schistes du Tazekka, et cassant dans le domaine occidental où il est réalisé par les écaillages. La fin du raccourcissement est marquée par le chevauchement du domaine oriental sur le domaine occidental par l'intermédiaire de la zone cisaillée de Bab-Azhar. Après une période d'érosion et de sédimentation durant laquelle se forme le complexe volcano-sédimentaire viséo-namurien et débute la mise en place de petits massifs de granite dans le socle ordovicien, l'ensemble du domaine oriental : les Schistes du Tazekka et leur couverture carbonifère, est affecté par un second épisode de déformation peu intense. Les datations K-Ar sur fractions fines (HUON et al., 1987) ont permis de dater avec précision chacun de ces épisodes; le premier, à 329 ± 7 Ma, correspond au Viséen supérieur ; le second, à 302 ± 2 Ma, est d'âge fini-carbonifère.

4.3. Les terrains de couverture

4.3.1. La couverture dans l'Atlas central

4311. Les terrains mésozoïques

a. Le Trias

A la base de la couverture mésozoïque discordante sur les séries anciennes des boutonnières, ou bien au cœur de beaucoup des structures anticlinales du domaine atlasique et d'Argana jusqu'à la région de Midelt-Imilchil (HEITZMANN, 1987), une série rouge détritique et évaporitique, accompagnée de roches volcaniques, est depuis longtemps

attribuée au Trias. Elle pose encore de nombreux problèmes tant aux points de vue de la stratigraphie et de la sédimentologie que de la signification géodynamique des roches magmatiques associées et des faciès sédimentaires qui la constituent.

+ Stratigraphie

Depuis COUSMINER et MANSPEIZER (1976), des déterminations paléontologiques ont permis de dater par des palynomorphes le Carnien vers le milieu de la série dans le Haut Atlas. L'âge triasique supérieur est confirmé par les datations isotopiques des coulées intercalées dans la partie supérieure de la séquence, qui livrent des âges d'environ 190 Ma (MANSPEIZER et al., 1978; FIECHTNER et al., 1992), et des affinités faunistiques sont établies avec les domaines sud-américains (DUTUIT, 1989).

Dans le Haut Atlas de Marrakech, entre Asni, l'Oukaïmeden et Imini, BEAUCHAMP (1988) décrit la série suivante, de bas en haut :

- conglomérats de base : quelques dizaines de mètres de roches grossières, immatures, discordantes sur le socle hercynien et, localement, des couches rouges du Permien probable ;
- siltites inférieures ; le faciès sédimentaire et les faunes récoltées (par exemple *Pholadomya* sp.) indiquent un milieu marin littoral;
- Grès de l'Oukaïmeden : jusqu'à 600 m de grès pourpres puis roses d'âge carnien (BIRON et COURTINAT, 1982). Latéralement, dans le Haut Atlas central, ces grès ont fourni, à leur base, des bivalves marins ; le milieu de dépôt est marin très peu profond, puis fluviatile;
- siltites supérieures : ce sont des roches roses très fines, avec quelques horizons de gypse et de sel. Elles sont recouvertes par les coulées basaltiques au-dessus desquelles un niveau sédimentaire fossilifère date le Lias moyen. Il est par conséquent probable qu'une partie des siltites soit d'âge liasique.

Dans le Haut Atlas occidental, le bassin d'Argana (TIXERONT, 1973; BROWN, 1980) contient une série épaisse dont les niveaux sont, de la base au sommet :

- formation d'Ikakern (Permien *p.p.* ?) : jusqu'à 2 500 m de conglomérats torrentiels et de grès
- formation de Timesgadiouine : 2 000 m de grès alluviaux et d'argiles rouges lacustres
- formation de Bigoudine : 1 300 m de sédiments deltaïques et d'argiles de playas, avec des lits de gypse.

+ Milieu de dépôt

On a longuement débattu du caractère, marin ou continental, de ces dépôts. La présence fréquente de halite n'est pas, à elle seule, un argument définitif pour une origine marine, car la précipitation des sels aurait pu tout aussi bien se produire dans un milieu comparable aux sebkhas actuelles. Pour rendre compte de la présence, dans la série, de niveaux incontestablement marins, mais de très faible profondeur, et de niveaux certainement aériens, il faut imaginer une vaste plate-forme lagunaire, en contact avec des milieux marins francs (Tethys, Atlantique naissant), et soumise à des périodes d'assèchement. Dans la région d'Argana, une étude très détaillée (HOFMANN et al., 2000) individualise des séquences sédimentaires récurrentes dont chacune est constituée, de la base au sommet, par des shales, des boues de playas et des grès éoliens et fluviatiles, la cyclicité étant attribuée à des variations climatiques elles mêmes dues aux cycles planétaires de Milankovitch. Dans l'ensemble, la tendance générale est un

assèchement progressif du climat depuis des conditions semi-arides à précipitations saisonnières jusque des conditions arides.

+ Structures synsédimentaires

L'étude des failles synsédimentaires qui affectent cette région permet de distinguer deux événements successifs (MEDINA, 1991) :

- pendant et juste après le dépôt de la formation d'Ikakern, des failles normales orientées NE-SW à E-W, et le développement de blocs basculés vers le NNW traduisent une extension régionale NNW-SSE;
- pendant le dépôt de la formation de Bigoudine, des failles s'individualisent avec une orientation NNE-SSW à ENE-WSW. Elles sont responsables du basculement vers l'ouest de l'ensemble des couches triasiques d'Argana.

+ Les roches magmatiques associées

Il s'agit, comme dans le domaine de la Meseta et celui de la marge atlantique, de coulées basaltiques et d'intercalations doléritiques dont la description est donnée plus bas.

b. Jurassique inférieur et moyen

A la fin du dépôt de la série "triasique" (qui comprend, on l'a vu, des niveaux infraliasiques), une transgression d'origine orientale établit sur le domaine atlasique des conditions marines franches, dans un bras de mer relié à la Tethys. Cette invasion marine, relativement rapide, est due à la combinaison d'un soulèvement isostatique du niveau marin et de la subsidence du domaine atlasique. Le bras de mer se termine contre le Bloc ancien du Haut Atlas, alors en position haute, et il ne communique pas avec le sillon atlantique.

Dans le Haut Atlas, les faciès jurassiques sont très diversifiés (SADKI, 1992) et leur répartition permet de distinguer les zones bordières, septentrionale et méridionale, et l'axe du Haut Atlas (DUBAR, 1948; du DRESNAY, *in* MICHARD, 1976, p. 170). C'est le schéma qui va servir de guide ici (Fig. 40), avant d'être étendu au domaine moyen-atlasique et comparé au Haut Atlas occidental.

+ La bordure septentrionale de l'axe haut-atlasique

Une plate-forme carbonatée bordée par un talus se constitue au Lias dans la région de Midelt. Du Sinémurien au Pliensbachien, cette plate-forme est marquée par le dépôt de carbonates intertidaux à supratidaux dans des lagons et des "tidal flats". Légèrement plus au sud, à proximité du Tizi n'Talrhemt, des calcaires à laminations obliques se déposent alors que des biohermes se développent dans la région du cirque de Jaffar.

Ces divers faciès caractéristiques de milieux peu profonds passent latéralement vers le sud à des alternances calcaréo-marneuses et des turbidites, celles-ci de plus en plus abondantes vers le haut de la séquence. Les figures sédimentaires indiquent des glissements vers le SSW. Ces dépôts caractérisent un talus à regard sud (Fig. 41).

A Mibladen les dolomies, karstifiées dans une zone de flexure orientée N70 E, sont le lieu de concentrations stratiformes de Pb et Ba (DAGALLIER et MACAUDIERE, 1987). Au-dessus d'une zone condensée ou d'une surface d'émersion qui représente la base du Toarcien, un ensemble de calcaires biodétritiques et de marnes représente le Lias supérieur et le début du Dogger.

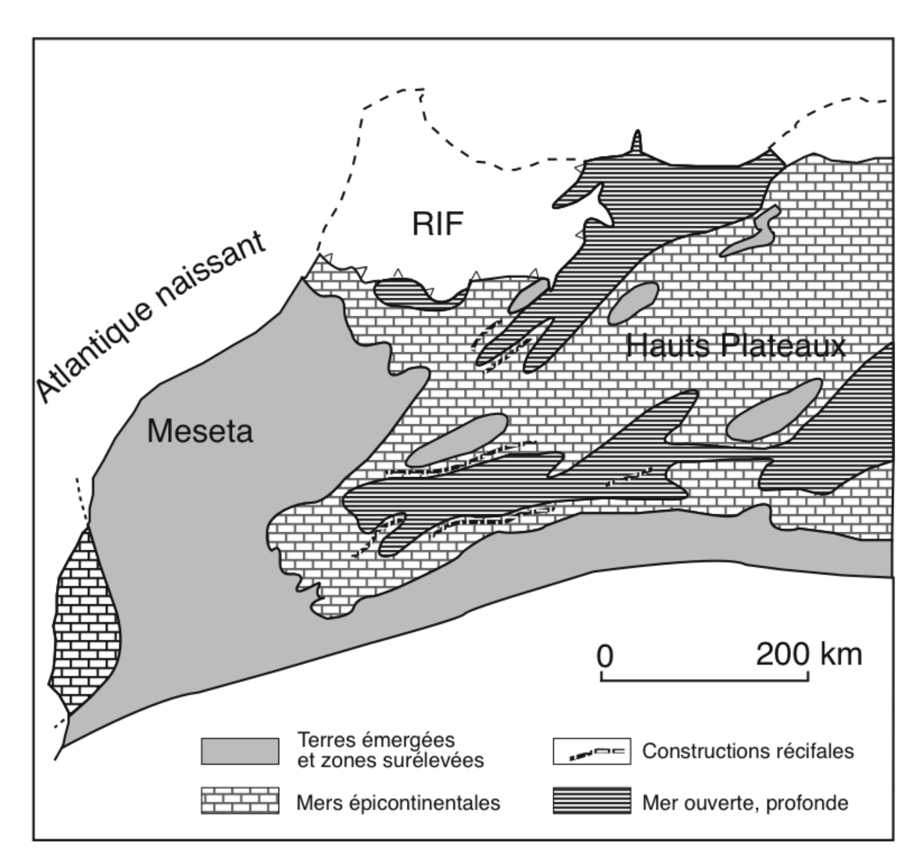


Fig. 40. Le sillon atlasique au Lias

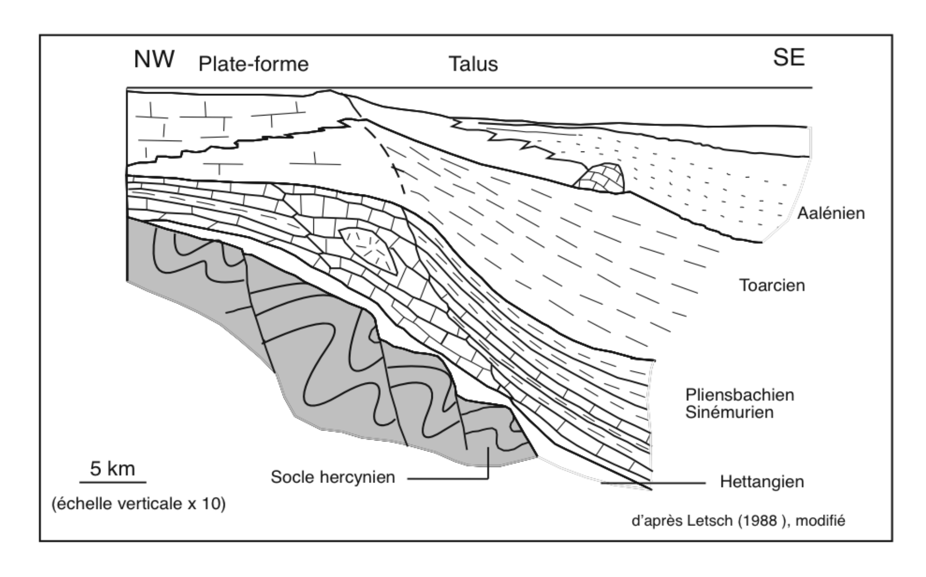


Fig. 41. La bordure nord du sillon haut-atlasique

Ici, à Mibladen, les turbidites et les figures sédimentaires, semblables à celles de l'ensemble sous-jacent, montrent que les conditions paléogéographiques sont restées les mêmes, avec un talus séparant une plate-forme nord et un bassin sud. Cependant, le caractère plus distal des turbidites suggère un retrait vers le nord de la plate-forme. Le long du talus, des blocs, de taille parfois importante glissent dans le bassin.

Entre les sillons moyen- et haut-atlasiques, le "Paléoseuil de la Moulouya" enregistre au Jurassique une histoire sédimentaire complexe où interfèrent les influences eustatiques et le jeu de la tectonique.

Dans la région d'Aghbala, la base de la série liasique est représentée par des dolomies et des calcaires souvent massifs puis, à partir du Toarcien, par des marnes et des argilites gréseuses avec des passées turbiditiques où les bancs gréseux contiennent des galets, des bois flottés et des extraclastes d'origine extérieure au bassin. A Beni-Mellal, la coupe-type levée par MONBARON (1981) montre, au-dessus des couches liasiques, des marnes et marno-calcaires de l'Aalénien puis des calcaires à "bird-eyes", des marnes et une épaisse barre calcaire: le "Calcaire-corniche" des auteurs, du Bajocien inférieur et moyen. Au-dessus, le Bajocien supérieur et probablement le Bathonien inférieur sont représentés par des marnes et des pélites versicolores.

+ La bordure méridionale.

C'est ici du sud vers le nord que s'organisent les faciès représentatifs, respectivement, de la plate-forme, la marge, du talus et, enfin, du bassin. Entre Boumalne du Dadès et Goulmima, les séquences sédimentaires montrent un enchaînement semblable. Au Lias moyen, la plate-forme carbonatée méridionale est bordée au nord par une barrière récifale puis un bassin turbiditique, selon un dispositif symétrique de celui observé au nord du Haut Atlas. Généralement, la base des sédiments de la plate-forme est constituée de dolomies concordantes sur les shales rouges de l'Hettangien ou du Sinémurien inférieur. Au-dessus, des calcaires (wackestones et packstones) sont interstratifiés dans les dolomies. Le milieu est intertidal à supratidal. La plate-forme externe est représentée par des calcaires bien stratifiés, subtidaux à intertidaux, avec des structures en tipis (*teepees)*. La marge de la plate-forme est soulignée par un alignement de récifs constitués de coraux et de bivalves lithiotidés dont certains atteignent un mètre de long. L'examen des faciès et des structures sédimentaires révèle des épisodes d'oscillation du niveau de la mer dont il n'est pas facile de déterminer l'origine, tectonique ou eustatique : un approfondissement de la tranche d'eau, au Sinémurien, est indiqué au Tizi n'Firest par le dépôt de calcaires de bassin sur les carbonates à tipis, et des émersions, au Domérien supérieur et au cours du Toarcien, sont indiquées à chaque fois par la présence de carbonates intertidaux et supratidaux sur des calcaires subtidaux. Dans les vallées sud-atlasiques du Todrha et du Dades, on montre que cette limite entre Pliensbachien et Toarcien correspond à des changements faunistiques (par exemple l'apparition des dactylioceratidés) et sédimentaires, avec un événement tecono-eustatique conduisant à des discontinuités de ravinement, des fracturations sédimentaires et des discordances (ETTAKI et al., 2000).

+ L'axe du Haut Atlas

Cette région montre des sédiments carbonatés et marneux généralement épais dont une coupe-type, représentative de la région de Tounfite, est donnée par

BRECHBUHLER *et al*. (1988) puis par MEHDI et al. (2003) en plusieurs formations successives :

- dolomies et calcaires massifs d'Idikel (Sinémurien) : micrites supra- et subtidales et calcaires oolitiques massifs ; du sud vers le nord, l'épaisseur passe de 300 à 800 m;

- calcaires lités de l'Aberdouz (Sinémurien) : micrites noires. Les ammonites et les foraminifères planctoniques suggèrent un milieu marin ouvert hémipélagique. Leur épaisseur passe de 200 m au sud à 500 m au nord;

- calcaires et marnes de l'Ouchbis (Sinémurien-base du Toarcien). La proportion des marnes augmente vers le haut de la formation. Des structures (granoclassement, laminations) montrent le caractère turbiditique de la sédimentation. Les faciès distaux localisés au sud des faciès proximaux indiquent des apports dirigés vers le sud, en provenance du paléo-seuil de la Moulouya. L'âge des dépôts est précisé par les ammonites. L'épaisseur est de 200 à 300 m;

- grès calcaires et marnes gréseuses de Tagoudite (Toarcien inférieur et moyen) : marnes sableuses gris-vert et calcaires sableux, marquant un accroissement des apports détritiques par rapport aux apports carbonatés. Epaisseur : 10 à 200 m;

- marnes et marno-calcaires d'Agoudim (Toarcien moyen-supérieur à Bajocien au moins inférieur). La série est de plus en plus calcaire vers le sommet, avec des bancs calcaires plus nombreux et plus épais qui constituent le Calcaire-corniche. Le milieu est hémipélagique, l'arrivée des courants de turbidité ayant cessé. Il semble que la profondeur de dépôt soit relativement grande pour les marnes ; elle diminue pour les calcaires du sommet. L'épaisseur de la formation dépasse les 2000-2500 m;

- calcaires et sédiments terrigènes d'Anemzi (limite-Bajocien-Bathonien) : calcaires de faible profondeur puis sédiments versicolores, terrigènes, avec des laminations obliques, des discordances locales, etc. Ce sont les équivalents probables, au moins en partie, de la formation de Guettioua (v. infra). Dans la région d'Imilchil-Tounfite, de nombreuses observations (par exemple LAVILLE et HARMAND, 1980; LAVILLE *et al.*, 1991) décrivent des discordances progressives et des plis synsédimentaires divergents sur le flanc des intrusions magmatiques jurassiques, suggérant ainsi une mise en place de celles-ci contemporaine de la sédimentation. De même, on met en évidence des déformations, au Lias supérieur et au Dogger, engendrées par une compression régionale (STUDER et du DRESNAY, 1980). Une ride centrale, localisée quelques kilomètres au nord de Rich, où les dépôts sont plus minces (300 à 450 m) et les faciès (calcaires bioturbés et constructions algaires) de plus faible profondeur que dans les autres parties du Haut Atlas central, forme un bloc relativement surélevé, isolé entre des sillons plus profonds et plus subsidents situés respectivement au nord et au sud.

+ Interprétation : le sillon haut-atlasique

Au début du Jurassique, une mer d'origine téthysienne envahit une zone déprimée, à l'emplacement du Haut Atlas central, bordée par deux domaines continentaux, la Meseta oranaise au nord et le craton saharien au sud. Dans un premier temps, au Sinémurien et au Pliensbachien, la subsidence est plus importante que la sédimentation et le bassin s'approfondit. Cette subsidence n'est pas uniforme, car le fond du bassin est accidenté par une mosaïque de blocs relativement soulevés et abaissés (SEUFERT, 1988). Schématiquement, on distingue, du nord vers le sud :

- la Meseta oranaise (Hauts Plateaux) ;
- la plate-forme septentrionale, frangée par des alignements récifaux ;
- un sillon septentrional, avec des olistostromes, des blocs glissés et des turbidites alimentées par le paléoseuil de la Moulouya ;
- une ride centrale à constructions algaires ;
- un sillon méridional à remplissage turbiditique ;
- la plate-forme méridionale et ses calcaires de faible profondeur ;
- le craton saharien.

Au Toarcien, l'ensemble du sillon haut-atlasique s'enfonce. Le faciès le plus répandu est alors des marnes sombres et le maximum de la profondeur est atteint à l'Aalénien-Bajocien inférieur. Par la suite, la subsidence devient progressivement moins importante que la sédimentation ; le bassin se comble et il émerge au début du Bathonien.

Sur ces bases, on peut reconnaître trois périodes dans cette évolution : un premier stade au Lotharingien, où s'amorce la forme du sillon atlasique ; la constitution du sillon au passage Pliensbachien-Toarcien, avec ses bordures et ses rides, remarqué également dans le Moyen Atlas (FEDAN, 1985) ; après l'épisode marneux du Toarcien inférieur, une instabilité tectonique du Lias supérieur à la base du Dogger. Cette histoire résulte de la combinaison, souvent délicate à analyser, de changements globaux, eustatiques, et de phénomènes proprement tectoniques liés à l'individualisation et à l'évolution propre du sillon atlasique (EL HARIRI et al., 1992).

c. Jurassique supérieur et Crétacé inférieur

L'émersion fini-bajocienne, les lacunes et les discordances du Jurassique moyen, ainsi que la mise en place des intrusions magmatiques ont été mises autrefois au compte d'une "orogenèse névadienne", d'âge jurassico-éocrétacé (DUBAR, 1952; MICHARD, 1976, p. 187). En fait, on verra que le régime régional était déjà compressif au Lias et il le restera durant le Bathonien et au-delà (LAVILLE et al., 1991). Il n'y a donc pas lieu d'individualiser ici une phase orogénique ponctuelle fini-jurassique.

Par contre, il est clair qu'il y a eu émersion de l'ensemble du Haut Atlas au Jurassique moyen, au cours de laquelle les "Couches rouges" se sont déposées. Dans les cuvettes synclinales, elles reposent, sans discordance angulaire, sur les calcaires aaléno-bajociens (du DRESNAY, 1979) et elles sont localement surmontées par des couches de la fin du Crétacé inférieur (DUBAR, 1952). A l'intérieur de ces limites stratigraphiques, l'âge de ces couches rouges est resté longtemps imprécis et leur lithostratigraphie mal connue. MONBARON (1981), JENNY et al. (1981), HADDOUMI et al., (1998), SOUHEL et CANEROT (1989), en particulier, apportent les précisions suivantes :

+ Lithostratigraphie : Sur une épaisseur de 600 à 1000 m, les Couches rouges sont constituées par plusieurs ensembles (Fig. 42) ; à la base, la formation de Tilougguit (SOUHEL et CANEROT, 1989), avec des dépôts fluviatiles et des dunes littorales, représente le Bajocien supérieur-Bathonien ; les Grès de Guettioua et les couches d'Iouaridène sont datés du Jurassique moyen par des ossements de dinosaures (MONBARON et TAQUET, 1982). Les Grès de Guettioua, avec des couches lenticulaires de conglomérats, grès arkosiques et microgrès, de couleur rouge-brique, et des niveaux carbonatés jaunâtres où des laves sont parfois intercalées indiquent un milieu continental, avec des fentes de dessication et des empreintes

de gouttes de pluie. On reconstitue à cette époque des blocs basculés vers l'ouest. Au-dessus, en concordance, la formation de Iouaridène se compose de pélites et de marnes rougeâtres à empreintes de pas de dinosaures, avec un niveau conglomératique à écailles de poissons *Lepidotes*, et d'argiles brunâtres à lits dolomitiques suggérant des playas et des sebkha. Au-dessus, la formation du jbel Sidal est composée de grès violacés, pélites brunes, conglomérats et lits charbonneux ; sa partie supérieure est datée du Barrémien par des ostracodes lacustres.

La formation sus-jacente d'Aït Tafelt a livré, à sa base, des ammonites aptiennes. Le dépôt de ces deux dernières formations s'est effectué dans un golfe d'obédience atlantique, comme l'indiquent l'absence de la formation du jbel Sidal dans la partie orientale du Haut Atlas central et la diminution d'épaisseur de celle de Tafelt dans cette direction. La formation d'Ouaouizaght, enfin, au sommet des Couches rouges, est d'âge albo-cénomanien probable ; les faciès évoluent, vers le haut, d'un milieu continental à un environnement marin évaporitique.

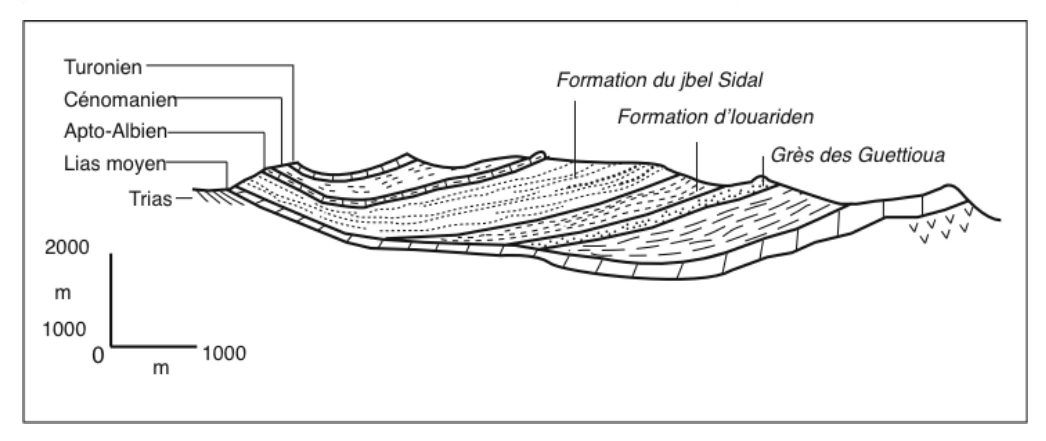


Fig. 42. Les couches rouges jurassico-crétacées du Haut Atlas central et les niveaux marins sus-jacents

Dans le Haut Atlas oriental, la formation basale des Couches rouges, dite Formation d'Anoual (HADDOUMI et al., 1998), est surmontée par des niveaux marins du Bathonien inférieur et recouverte, vraisemblablement après une longue lacune, en discordance de ravinement par les autres formations de Couches rouges, attribuées à l'Infracénomanien et au Cénomanien.

+ Paléontologie : les bois fossiles, dont *Protopodocarpoxylon teixeiræ,* apportent peu de précisions stratigraphiques. Les pollens, dont le genre *Classopollis,* indiquent le Jurassique moyen. Les dinosauriens sont connus par leurs traces comme par leurs restes osseux. Certains, comme *Cetiosaurus mogrebensis* des Grès de Guettioua, permettent de rapporter au Bathonien la base des Couches rouges.

+ Géochronologie : des datations initiales, reprises et améliorées par la suite (WESTPHAL et al., 1979) suggèrent aussi un âge Jurassique moyen pour la plupart des coulées volcaniques contenues dans les couches rouges.

+ Conditions de dépôt : les variations de puissance et les discordances cartographiques à l'intérieur des Couches rouges indiquent que leur dépôt s'est effectué sur un substratum affecté par des basculements. Ces discordances progressives attestent de la poursuite, alors atténuée, des mouvements syn-sédimentaires qui avaient affecté le domaine haut-atlasique au Lias.

Au sud du Haut Atlas central, dans la région de Telouet-Ighrem, PASCAL *et al.* (1989) décrivent à l'intérieur des couches rouges détritiques, fluviatiles et palustres, des barres carbonatées d'épaisseur plurimétrique, souvent discordantes sur la stratification. Des indices d'une carbonatation secondaire suggèrent que la série détritique rouge a subi ici une suite de séquences d'encroûtement diagénétiques, accompagnées par la constitution de ces barres carbonatées, dans un climat semi-aride marqué par une évaporation importante.

d. Crétacé

Dans l'axe du Haut Atlas, des dépôts marins du Crétacé sont conservés au cœur de quelques structures synclinales. Dans le synclinal d'Aghzif-Naour, par exemple, la série est la suivante :

- marnes beiges à *Exogyra*, gypse et calcaire dolomitique : 60 m d'épaisseur. C'est, à l'Albien, l'arrivée de la transgression d'origine atlantique ; les dépôts sont concordants sur les Couches rouges;
- niveaux silteux et silto-gréseux, avec marnes à gypse et lentilles conglomératiques, surmontés par les dolomies litées bitumineuses. Leur épaisseur est de 60 m et leur âge est albo-cénomanien. Le maximum de la transgression est atteint ;
- niveaux calcaréo-dolomitiques du Turonien ; 30 à 50 m de micrites à oolites ;
- marnes et calcaires à miliolidés du Sénonien : 7O m. Notons au passage la différence d'épaisseur avec les 1 000 m de terrains contemporains reconnus en forage sous le Tadla;
- calcaires et sables phosphatés régressifs du Maestrichtien.

C'est donc un cycle sédimentaire complet qui se déroule dans le Haut Atlas au Crétacé supérieur, à l'issue duquel les couches marines vont se cantonner à la périphérie de la chaîne désormais en surrection.

4.3.1.2. Cénozoïque et Quaternaire

a. Les bordures de l'Atlas

Entre les affleurements jurassiques de l'axe du Haut Atlas et le bassin néogène d'Ouarzazate, la Zone marginale sud-atlasique est constituée de terrains, allochtones et autochtones, d'âge jurassique, crétacé et paléogène. L'unité allochtone est la nappe de Toundoute (Fig. 43), mise en évidence et décrite par LAVILLE (1980) dont la mise en place débute, vraisemblablement par glissement gravitaire, au Crétacé, avant les serrages atlasiques. La colonne stratigraphique de cette région est extraite des travaux de GAUTHIER (1957), FRAISSINET *et al.* (1988), GÖRLER *et al.* (1988) et EL HARFI et al. (2001). Au-dessus de niveaux rouges continentaux attribués au Crétacé, elle comprend :

- couches marines de l'Eocène: calcaires et marnes ;
- formation de Hadida : argiles et siltites rouges à gypse, avec des grès fins, probablement éoliens. Ces dépôts continentaux de type sebkha représentent la base du Cénozoïque (Eocène ou Oligocène selon les auteurs). Les galets sont originaires du domaine anti-atlasique. L'épaisseur de la formation est de quelques centaines de mètres;

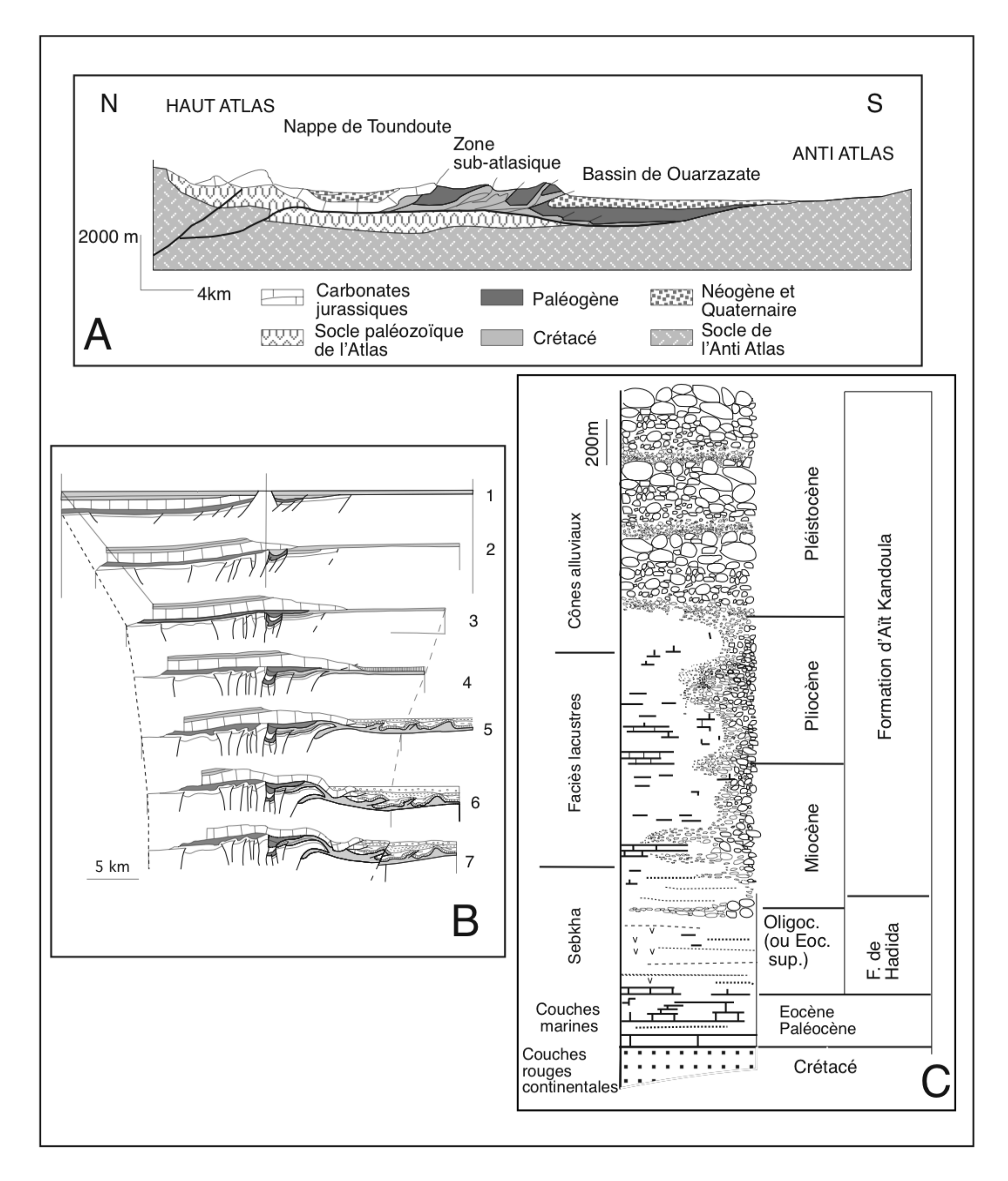


Fig. 43. La bordure sud du sillon Haut Atlas
A : La zone sub-atlasique et le bassin de Ouarzazate
B : Etapes de la mise en place de la nappe de Toundoute. 1 : Crétacé moyen ; 2 : Crétacé supérieur ; 3 : Crétacé terminal ; 4 : Eocène moyen ; 5 : Eocène supérieur ; 6 : Mio-Pliocène ; 7 : Actuel.
C : Colonne lithostratigraphique dans le bassin de Ouarzazate

- formation de Aït Kandoula : son membre inférieur, à base ravinante ou même discordante sur les terrains sous-jacents, se distingue de la formation de Hadida par l'origine atlasique de ses galets, enregistrant en cela le début de la surrection et donc du démantèlement de la chaîne atlasique. Ce sont des dépôts de cônes alluviaux proximaux dans lesquels de grandes dalles glissées de calcaires éocènes ou jurassiques sont incluses. Leur mise en place est à relier à celle de la nappe de Toundoute. Ces dépôts représenteraient le Miocène inférieur (?)-moyen. Le membre supérieur de la formation repose, en néo-autochtone, sur la nappe de Toundoute. C'est environ 800 m d'argilites, marnes, calcaires bitumineux et gypse, déposés dans une suite de lacs échelonnés au Sud de L'Atlas en surrection. De nombreux fossiles, animaux et végétaux (GÖRLER *et al.*, 1988) permettent de préciser l'âge Miocène moyen-Pliocène supérieur de ce membre. Le membre supérieur, enfin, du Pliocène supérieur (?) au Pléistocène inférieur, est constitué de dépôts conglomératiques chenalisés, organisés en une mégaséquence granocroissante. Les directions d'apport vont du nord vers le sud et l'ensemble traduit le rajeunissement des reliefs atlasiques. Dans la partie occidentale du bassin d'Ouarzazate, des galets arrondis de 50 cm de diamètre d'origine atlasique ont été transportés sur une distance de 40 km par un système fluviatile en tresse.

Au nord de l'Atlas, le piémont est constitué de séries marines du Mésozoïque terminal et, surtout, de formations détritiques continentales rapportées au Mio-Pliocène. Les premières affleurent de Chichaoua au jbel Sour. D'âge Sénonien terminal-paléogène, elles sont séparées en deux systèmes sédimentaires transgressifs par une émersion, à la limite Crétacé-Paléogène. Les secondes sont entaillées par les oueds atlasiques dont le n'Fis, qui y creusent des vallées où six niveaux de terrasses quaternaires ont été dénombrés. La troisième terrasse est la plus développée, à 15-20 m au-dessus du lit ; elle domine des basses terrasses holocènes. Les dépôts de cette troisième terrasse, étudiés par DUTOUR et MISKOVSKY (1991), datent du Soltanien récent et traduisent, entre 35000 et 18000 ans, le développement de conditions arides. L'étude des basses terrasses montre qu'un épisode humide se développe à l'Holocène moyen (7200 ± 130 ans B.P.; 7450 ± 350 ans B.P.), avec des sédiments grossiers et mal triés à grains de sable émoussés-luisants (MISKOVSKY, 1989) ; le retour à des conditions arides, accompagné par une action anthropique de plus en plus importante, s'effectue ensuite à l'Holocène supérieur.

b. L'axe de l'Atlas

Quelques faciès continentaux rapportés au Néogène sont connus dans le Haut Atlas central, comme ceux du "Rocher-cathédrale" de Talawt n'Ibilane (DUBAR, 1952), discordants sur les terrains jurassiques.

4.3.2. La couverture du Massif ancien

Les grès et les siltites du Trias supérieur sont connus à la limite occidentale du Bloc ancien, dans le couloir d'Argana ; on les retrouve aussi à l'est, dans la région d'Asni-Ouirgane et de Talat n'Yacoub. Ils sont absents dans la partie occidentale du Bloc ancien. Dans cette région, ce sont des marnes, des dolomies et des couches gypseuses du Jurassique supérieur qui reposent directement sur le socle paléozoïque.

Comme l'épaisseur de ces niveaux jurassiques est variable, de 580 m à l'ouest à 76 m à l'est (FROITZHEIM et al., 1988) et que, d'autre part, ils reposent en discordance angulaire sur les niveaux triasiques lorsque ceux-ci sont représentés, il faut envisager une érosion postérieure au Trias et antérieure au Jurassique supérieur.

A la bordure nord du Bloc ancien, au-dessus des Couches rouges viennent deux séries marines successives séparées par un épisode continental. La série du Crétacé supérieur débute avec des marnes et des dolomies au Cénomanien, puis une épaisse barre calcaréo-dolomitique au Turonien et s'achève au Sénonien par une série régressive carbonatée, pélitique et gréseuse qui se termine par des conglomérats et des brèches remaniant, en conditions continentales, les niveaux sous-jacents. La seconde série marine débute en discordance, au Paléocène, avec le dépôt des Calcaires à Thersitées suivi de celui des marnes phosphatées. Cet ensemble est déformé au Lutétien moyen.

4.3.3. Le Haut Atlas occidental

La série mésozoïque, étudiée dans son ensemble par DUFFAUD (1960), AMBROGGI (1963), ADAMS *et al.* (1980), etc., se distingue de celle du Haut Atlas central par ses dépôts marins au Jurassique supérieur et au Crétacé, en liaison avec ceux de la marge atlantique qui se forme à cette époque.

Les conglomérats et siltites triasiques présentent une épaisseur considérablement plus grande que dans les autres parties du Haut Atlas.

Au Jurassique inférieur et moyen, le Haut Atlas occidental est un domaine épicontinental avec un Lias carbonaté, surtout dolomitique, et un Dogger rouge, à conglomérats, grès et argiles. A cette époque, en effet, la mer se retire de cette région comme dans le reste du Haut Atlas avec une activité tectonique extensive et la mise en place de sills doléritiques (AMRHAR et al., 1997). A la différence des autres zones haut-atlasiques, cependant, la mer se réinstalle ici dès le Jurassique supérieur, avec des faciès de faible profondeur détaillés à l'occasion de l'étude du bassin d'Essaouira. Le Callovien est calcaire, l'Oxfordien et l'Argovien sont marno-calcaires et marneux; le Rauracien et le Séquanien sont représentés à la base par des calcaires à polypiers plus ou moins dolomitisés et au sommet par des calcaires et des marno-calcaires algaires; le Kimméridgien inférieur est rouge, avec des conglomérats, des grès et des argiles avec des niveaux d'anhydrite, et le Kimméridgien supérieur et le Portlandien sont calcaires et marneux avec des niveaux d'anhydrite (REY et TAJ-EDDINE, 1989a).

Après cette tendance régressive de la fin du Jurassique, le Crétacé inférieur est de nouveau franchement marin, avec un Berriasien marno-calcaire et gréseux et un Valanginien calcaréo-marneux où interfèrent les effets des variations eustatiques du niveau des mers et les affaissements tectoniques de la marge (REY et TAJ-EDDINE (1989b), et des mouvements et des déformations synsédimentaires. L'Hauterivien est représenté par d'épaisses marnes à l'ouest et une série transgressive, avec des calcaires gréseux à l'est. A cette époque, une tectonique distensive est notée, avec des blocs basculés vers l'ouest (TAJ-EDDINE et al., 1989) et le début de la montée de diapirs. La transgression se poursuit au Barrémien, surtout marneux. A l'Aptien, son avancée est maximum vers l'est, et les premiers signes d'une tendance régressive apparaissent, qui deviendront

nets avec les calcaires de l'Aptien supérieur. Cette époque est marquée par une activité tectonique extensive. La transgression générale du Cénomanien et du Turonien dépose des marnes et des calcaires, avant les marnes du Sénonien et les apports détritiques cénozoïques qui marquent la surrection de l'Atlas. Les différences entre les séries du Crétacé inférieur, à forte proportion d'illite, et celles du Crétacé supérieur, à smectites et argiles fibreuses, expriment la fin des apports détritiques et l'établissement d'un milieu confiné.

4.3.4. Le Moyen Atlas

Ce chaînon, orienté NE-SW, longe à l'est le Massif Central et sépare la Meseta occidentale de la Meseta orientale (Fig. 38). Jusqu'au Jurassique moyen, son évolution sédimentologique est comparable -avec des différences intéressantes- à celle du Haut Atlas. Au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur, elle s'en distingue nettement.

4.3.4.1. Du Trias au Jurassique moyen

a) Le Causse et la bordure du sillon moyen-atlasique

Le passage entre le Causse moyen-atlasique, ou "Moyen Atlas tabulaire" (en fait, l'extrêmité nord-orientale de la Meseta occidentale, presque entièrement recouverte par les dépôts mésozoïques à l'exception du Tazekka et de petites boutonnières comme celle d'Imouzzer-du-Kandar) et le Moyen Atlas proprement dit, ou "Moyen Atlas plissé" s'observe au SE de Fès. La couverture mésozoïque y est la suivante :

+ Les couches rouges triasiques reposent sur les terrains paléozoïques plissés. Les premiers niveaux, gréseux, sont comparables aux grès haut-atlasiques de l'Oukaïmeden. Ils sont surmontés par les siltites et les évaporites, accompagnées de roches magmatiques basiques. Les variations d'épaisseur de la série supérieure suggèrent des basculements syn-sédimentaires de blocs, comme celui du Bloc d'Agouraï-Boufekrane sur la paléo-faille d'Adarouch, orientée N 30 E ou celui déterminé par le jeu de la faille des Ait Oufellah, à la limite entre le bloc de la Haute Moulouya et le Moyen Atlas. Cette tectonique synsédimentaire se traduit par le dépôt de la formation volcano-sédimentaire de l'oued Kiss.

+ Les terrains sus-jacents sont surtout carbonatés jusqu'au Lias moyen. L'ensemble de la région possède à présent des faciès marins francs, la plupart dolomitiques (LAADILA et DELFAUD, 1989), inscrits dans la nature des sédiments aussi bien que dans les faunes (ELMI et al., 1989). Après les niveaux gris-noir, argilo-marneux et carbonatés de la formation de Harira, hettangienne et peut-être sinémurienne, la formation dolomitique du Kandar, épaisse d'environ 200 m, azoïque, représente probablement jusqu'au Sinémurien supérieur. C'est un milieu de sebkha, subtidal, où les indices d'instabilité (plis synsédimentaires, fentes ouvertes, discordances progressives) sont fréquents. Ces mouvements permettent de reconstituer des basculements de plusieurs panneaux qui amorcent la distinction entre une zone orientale, le futur Sillon moyen-atlasique, avec des dolomies litées, et une zone occidentale, le futur Causse, avec des dolomies massives et bréchiques.

La formation de Maftah, sur le Causse, est un ensemble calcaire, d'une centaine de mètres d'épaisseur, reposant sur les dolomies du Kandar. De la base au sommet, on passe des micrites subtidales du Carixien inférieur à des calcaires lités à silex du Carixien moyen, où la riche faune benthique

(brachiopodes) et pélagique (bélemnites et ammonites dont *Tropidoceras*) indique un milieu marin ouvert représentant le maximum de la transgression, puis à des calcaires organogènes et marneux à céphalopodes (*Lytoceras*, *Fuciniceras*, *Protogrammoceras*, etc..) du Carixien supérieur-Domérien inférieur, déposés dans des zones à comblement précoce ou, au contraire, marquées par une poursuite de l'ouverture du milieu.

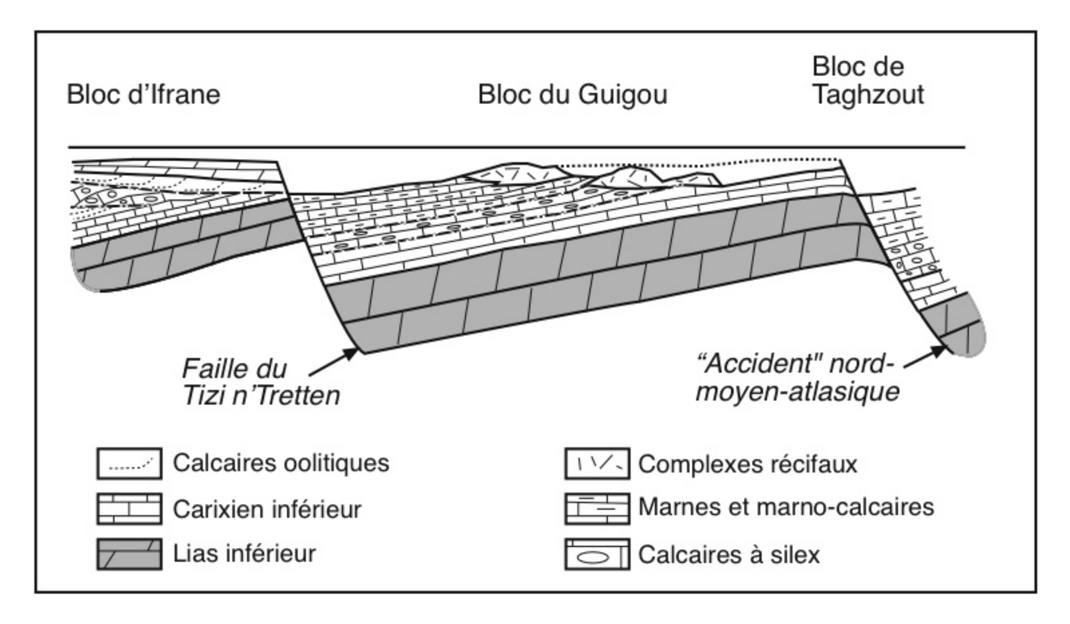


Fig. 44. La bordure occidentale du sillon moyen-atlasique

La formation de Tamakant correspond, dans le Sillon moyen-atlasique, à celle de Maftah. Elle enregistre le passage d'un milieu de plate-forme interne (Lotharingien-Carixien inférieur) à une plate-forme externe (Carixien moyen-supérieur) et, enfin, à un bassin (Domérien). Le passage d'un milieu à un autre est marqué par des discontinuités sédimentaires et des concentrations de faunes pélagiques.

La transgression est certainement d'origine eustatique, du moins en ce qui concerne l'épisode de la fin du Lias inférieur et du début du Lias moyen mais à l'intérieur de cette tendance, les confinements locaux et les ouvertures observées ici sont directement contrôlés par la tectonique. Certaines zones montrent en effet une activité contemporaine de la sédimentation. C'est le cas, par exemple, de l'Accident nord moyen-atlasique, qui représente à cette époque la bordure occidentale du sillon subsident évoqué plus haut, ou bien de l'Accident du Tizi n'Tretten qui fragmente le Causse (Fig. 44).

Des basculements de blocs (EL ARABI et al., 2001) qui progressent dans le temps vers le sud-ouest le long de l'Accident Nord Moyen Atlasique montrent que l'ouverture du sillon progresse dans cette direction, à partir des régions téthysiennes. Le passage du

Domérien au Toarcien se marque par la généralisation de la sédimentation argileuse et une crise biologique, en particulier dans la répartition des ostracodes, semblable à celle observée en Europe. Cependant, le Toarcien est pauvre ici en matière organique et cette région ne possède pas les caractères de l'épisode anoxique reconnu en Europe.

L'importance de l'Accident nord moyen-atlasique se manifeste, encore, durant le Lias supérieur, où il sépare deux zones à sédimentation contrastée. Au SE, sur environ 200 m se déposent les Marnes de Taffert (= de Bechyine), à *Hildoceras bifrons* et *Hammatoceras sp.* du Toarcien moyen à terminal, puis les rythmes calcaréo-marneux des Calcaires à *Cancellophycus* à ammonites pyriteuses de l'Aalénien. Au NW, la mer toarcienne et aalénienne déborde sur le Causse et elle y dépose des sédiments différents de ceux du sillon, parmi lesquels des faciès à Ammonitico rosso et des calcaires à filaments, indicateurs de conditions de plate-forme et de talus. C'est l'Accident nord moyen-atlasique qui réalise le passage, assez brusque, entre le sillon subsident et la plate-forme, du moins au NW. Au sud et à l'ouest de Boulemane, cependant, les Marnes de Taffert et les Calcaires à *Cancellophycus* sont absents et remplacés par un fond durci entre les calcaires du Lias moyen et les marnes bajociennes de Boulemane. Alors que la différenciation entre plate-forme et ride est sous la dépendance d'accidents longitudinaux, cette émersion au sud manifeste le jeu d'accidents transverses.

+ Les séries du Jurassique moyen sont classiques. De la base au sommet, on connait (Fig. 45) :

- les Marnes de Boulemane, représentant essentiellement le Bajocien moyen, second épisode marneux après celui du Toarcien. Reposant en discordance sur tous les termes du Domérien au Bajocien basal, elles sont transgressives vers le sud au-delà de Boulemane et, à l'ouest, sur le Causse (Bloc du Guigou). Elles manifestent l'affaissement d'ensemble du Moyen Atlas à cette époque;
- le Calcaire-corniche, du Bajocien supérieur, qui montre le remplissage du sillon marneux par des calcaires à faune benthique (brachiopodes, bivalves, etc..). Il se développe une plate-forme épirécifale à algues dasycladacées et polypiers;
- un calcaire oolitique et bioclastique à stratifications obliques qui traduit l'augmentation de l'oxygénation et de l'hydrodynamisme ; la plate-forme devient littorale;
- les couches d'El Mers, du Bathonien au Callovien, qui débutent par un ensemble épais de calcaires à fentes de dessication, empreintes de dinosaures et os de vertébrés (de LAPPARENT, 1955), et de marnes bariolées où la faune marine devient rare. Le milieu, supratidal, est laguno-lacustre. La même sédimentation se poursuit ensuite, sauf au NE du synclinal de Skoura, où les sédiments deviennent localement subtidaux. La fin de cette sédimentation est marquée par des marnes gypseuses et l'émersion totale de la région.

A cette époque encore, on retrouve des indications du jeu synsédimentaire des accidents transverses et longitudinaux. Les premiers découpent le sillon en compartiments; par exemple, la faille N 120 E de Taferdoust sépare des blocs SW et NE où les épaisseurs et les faciès du Dogger sont différents. Les seconds montrent des soulèvements différentiels ; la zone du jbel Tichoukt, entre deux zones déprimées (les futurs synclinaux de Skoura et d'El Mers), est une ride sédimentaire bordée par des biseaux sédimentaires, les couches s'amincissant en direction de la ride.

Cette zone ayant évolué en une structure anticlinale, il y a ici, clairement, une préfiguration des structures tectoniques visible dès le stade sédimentaire.

b) L'axe du Moyen Atlas

Un résumé en est donné par du DRESNAY (1988) et l'ensemble du dossier a été repris par FEDAN (1989). Le Sinémurien est représenté par des dolomies à cancellothyridés (brachiopodes). Le Pliensbachien est daté par des ammonites téthysiennes. Le genre *Amaltheus*, présent dans le Moyen Atlas, n'est pas représenté dans le Haut Atlas ce qui suppose une barrière, à l'époque, entre ces deux bassins. Au Carixien, une plateforme carbonatée occupe un golfe NE-SW, fermé au sud par les couches rouges d'Itzer et ouvert au nord. Ces séquences de plates-formes diffèrent des faciès tidaux du Causse et montrent que le sillon moyen-atlasique est ébauché dès le Lias inférieur-moyen (FEDAN, 1989).

Au Domérien, la plate-forme s'enfonce par le jeu d'une tectonique distensive synsédimentaire : les décrochements et failles normales, les sédiments chaotiques, etc.., sont scellés ensuite par les dépôts du Toarcien. Les sédiments domériens, riches en matière organique, sont des roches-mères potentielles de pétrole, qui aurait été généré vers le Jurassique terminal-Crétacé basal, sous un enfouissement supérieur à 2 000 m. Dans le massif des Beni-Snassene, OUAHHABI et al. (1992) retrouvent cette tendance à l'approfondissement du bassin au Domérien.

Les dépôts qui s'effectuent ensuite, au Lias supérieur et au Dogger, correspondent à ceux décrits plus haut dans le Causse. Ils réalisent le comblement du bassin :

- Toarcien marneux, puis calcaire oolitique, avec des faunes d'abord pélagiques puis néritiques;
- Aalénien et Bajocien inférieur : calcaires à *Cancellophycus*. Ce sont des calcaires micritiques noirs alternant avec des lits marneux. Leur dépôt est contemporain de l'activité de rides synsédimentaires. Après l'épisode marneux du Toarcien, une plate-forme carbonatée se reconstitue;

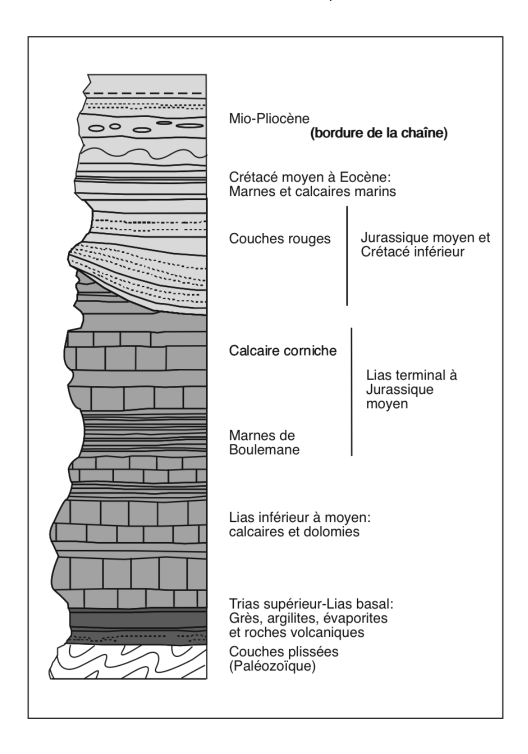


Fig. 45. Colonne litho-stratigraphique du Moyen Atlas

- Bajocien moyen : Marnes de Boulemane, très épaisses (2.500 m) dans les dépocentres ; elles marquent une remontée eustatique ;
- Bajocien supérieur : le Calcaire corniche, bioclastique, à faune néritique et périrécifale, achève la séquence de comblement du bassin et il se termine souvent par une surface ferrugineuse.

Les courbes de subsidence pour le Jurassique inférieur et moyen montrent des périodes de subsidence faible, au Lias inférieur et du Toarcien au Bajocien inférieur, séparées par des périodes de subsidence élevée, particulièrement au Bajocien moyen et supérieur, où la subsidence totale atteint 246 mm/1 000 ans dans le Moyen Atlas plissé.

Par la suite, au cours du Bathonien et du Callovien, les dépocentres sont isolés les uns des autres avec des successions sédimentaires différentes. Dans celui d'El Mers, par exemple, le Dogger est représenté par des alternances marno-calcaires dans lesquelles s'intercalent, au sommet, des niveaux gréseux (DU DRESNAY, 1963). De la base au sommet, au-dessus du Calcaire corniche et des marnes et biohermes du Bajocien supérieur, on distingue plusieurs séquences dont le caractère régressif s'affirme progressivement :

- Marnes grises et calcaire d'Ich El Mers- jbel Bou Akrabene, à lamellibranches lagunaires, ammonites, rhynchonelles et échinodermes qui marquent le passage au Bathonien;
- Marno-calcaires et calcaire oolitique;
- Couches d'El Mers. A la base, la formation d'El Mers est constituée de séquences élémentaires qui débutent chacune par des calcaires ou des grès chenalisés et s'achèvent par des argiles bariolées à niveaux ligniteux. La faune est encore marine avec, par exemple, *Cadomites* cf. *bremeri*, une ammonite du Bathonien moyen, dans la partie médiane de la formation ; mais on connaît aussi de nombreuses traces et restes de crocodiliens et de dinosaures. On est ici dans des niveaux contemporains des Couches rouges du Haut Atlas CHARRIERE, 1992). Au-dessus, on trouve encore des argiles bariolées couronnées par le calcaire à très haute énergie de Kitane puis une série monotone, argilo-gréseuse. Dans les autres dépocentres (Skoura, Marmoucha, etc.), la série marine s'achève par des marnes à gypse.

Ces dépôts du Bathonien et du Callovien traduisent le comblement du bassin moyen-atlasique, la sédimentation devenant plus importante que la subsidence.

4.3.4.2. Du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur : l'extrémité NE du Moyen Atlas

Au Jurassique moyen, comment se terminait le sillon moyen-atlasique, à chacune de ses extrémités ?

Vers le sud-ouest, les couches d'El Ksiba sont des séquences de plate-forme de type moyen-atlasique, et ce n'est que dans la région de Beni-Mellal qu'apparaissent les faciès à ammonites du Sinémurien haut-atlasique.

Au nord-est, le problème est plus complexe car on se trouve là, dans le Masgout et les Beni-Snassen, entre les zones externes du Rif et les Hauts Plateaux de la Meseta oranaise. Au Jurassique inférieur et moyen, la série du Moyen Atlas nord-oriental est en gros comparable à celle du reste du Moyen Atlas, avec les mêmes faciès et une disposition paléogéographique semblable. A partir du Jurassique supérieur, en revanche, la série sédimentaire diffère grandement du reste du Moyen Atlas, parce qu'elle reste marine. Après une émersion bathonienne, des sédiments marins se déposent au Callovien dans le Masgout et à l'Oxfordien moyen dans les Beni-Snassene. Là, de l'Oxfordien à la fin du Jurassique, c’est une série épaisse de plus de 1 000 m. Cette région borde alors au nord une zone émergée composée des Hauts Plateaux et des

boutonnières paléozoïques du Maroc oriental ; au nord, elle passe elle-même au bassin rifain externe. La série du Jurassique supérieur-Crétacé basal comprend plusieurs formations :

- les grès des Beni-Ourimeuch à éléments détritiques d'origine saharienne. Beni-Snassen et Masgout sont alors une plate-forme littorale et on distingue, du sud vers le nord : 1) un édifice deltaïque complet, de la plaine deltaïque inférieure et son système fluviatile en tresse de la région de Taourirt jusqu'au prodelta, au NW du Terni ; 2) une plate-forme littorale, détritique et carbonatée à petits biohermes dans les parties distales, dans les Beni-Snassen ; 3) une plate-forme externe et un bassin, avec des rythmes argilo-gréseux;
- les calcaires de Mechra-Klila à foraminifères et algues du Kimméridgien supérieur. Le domaine émergé est au sud et au sud-est d'El Aïoun ; les dépôts sont des micrites. Le dispositif régional prolonge celui qui régnait pendant le dépôt de la formation sous-jacente, avec un domaine littoral et une plate-forme interne au SSE, une bordure-barrière à bancs sableux bioclastiques et oolitiques, au flanc nord des Beni-Snassen, et une plate-forme externe et un bassin à dépôts argilo-vaseux, dans les Gareb et les Kebdana;
- les marno-calcaires et calcaires d'Ahmar-Lakhdar. Ils datent du Portlandien inférieur. La plate-forme est plus profonde maintenant, sous la limite d'action des vagues, ce qui se traduit par une sédimentation plus boueuse;
- les marno-calcaires de Bou-Rhennja. Ils représentent le Portlandien supérieur et le Berriasien inférieur et moyen. Plate-forme interne et bordure sont à la limite de l'émersion, comme l'indiquent les tapis algaires intertidaux. La plate-forme externe est marquée par des vases pélagiques à calpionelles.

On voit que les trois dernières formations caractérisent une plate-forme carbonatée horizontale déposée à la suite des grès des Beni-Ourimeuch. Cette plate-forme correspondait à un plateau carbonaté, avec de petites constructions coralliaires. Elle était séparée du domaine externe, situé au nord-est, par un talus. La paléogéographie esquissée dans les Beni-Snassen se prolonge dans le Masgout. Les dépôts s'effectuent sous le contrôle de failles activées ou réactivées par des directions d'extension voisines de N40 E et N130 E. Plus haut, les sédiments du Crétacé inférieur du Gareb montrent trois ensembles successifs : la formation péri-récifale du jbel Naach et la formation biodétritique d'Afso, de 300 à 400 m d'épaisseur, datant du Berriasien et du Barrémien ; elles représentent des dépôts deltaïques externes. Au-dessus, le puissant complexe "urgonien", barrémo-aptien, de 600 m d'épaisseur, montre deux méga-séquences régressives suivies de deux méga-séquences à tendance trans-gressive (CANEROT et al., 1981).

Ainsi, l'histoire mésozoïque de ces confins nord-orientaux du Moyen Atlas comprend deux étapes :

- jusqu'au Bathonien, une évolution moyen-atlasique, dont l'émersion au Bathonien moyen marque la fin;
- à partir du Callovien, une évolution liée au domaine rifo-tellien, marquée ici par l'individualisation et la subsidence du sillon tlemcénien. Des accélérations de la subsidence, au Callovo-Oxfordien puis à la fin du Kimméridgien inférieur, séparent des phases de comblement, par exemple au Kimméridgien inférieur. C'est, à l'extrémité NE de l'ancien sillon moyen-atlasique, une marge continentale qui se constitue.

4.3.4.3. Les dépôts crétacés et cénozoïques

a. Les dépôts crétacés

Le contact des niveaux crétacés ou cénozoïques sur ceux du Jurassique et l'étude des discordances qui le caractérisent (TERMIER, 1936 ; MARTIN, 1981, etc.) permet de discuter la nature des événements tectoniques réalisés dans le Moyen comme le Haut Atlas à cette époque : orogenèse "névadienne" (MICHARD, 1976), ou bien déformation plus ou moins continue (DUEE et al., 1977).

Dans le Moyen Atlas, les dépôts du Crétacé moyen-supérieur mettent fin à la longue période qui, au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur, a marqué l'ensemble de la région à l'exclusion, on vient de le voir, des zones nord-orientales. FEDAN (1989) distingue les affleurements crétacés de la bordure nord-occidentale du Moyen Atlas, à l'ouest du méridien de Boulemane, de ceux du Moyen Atlas central, à l'est de ce méridien.

Dans la région de Boulemane, le conglomérat de l'oued Atchane doit être divisé en une série inférieure continentale, "wealdienne", et un membre supérieur, le conglomérat de Sidi-Larbi, au moins en partie marin. La série inférieure (ANDREU et al., 1988) est constituée de niveaux conglomératiques puis gréseux, concordants sur le Dogger sous-jacent qu'ils ravinent, et d'un niveau marneux et marno-calcaire à ostracodes (*Cypridea* cf. *ventriosa* et *C. boulmanensis*) et charophytes (*Flabellochara harrisi*, *Atopochara trivolvis* et *Globator trochiliscoides*) du Barrémien. Au-dessus, les conglomérats de Sidi-Larbi sont discordants sur les couches redressées du jbel Tichoukt et les niveaux "wealdiens" et ils remanient jusqu'aux niveaux liasiques. Le milieu de dépôt est fluviatile à la base, mais les influences marines deviendraient plus importantes ensuite. Des conglomérats inclus dans des marnes du synclinal d'El Koubbat, à l'ouest de Timhadite, dans le Causse, seraient l'équivalent du conglomérat de Sidi-Larbi. La présence de foraminifères marins d'âge aptien (*Cuneolina* gr. *laurentii-camposauri*, *Debarina hahounerensis* et *Choffatella decipiens* au sommet des conglomérats de Sidi-Larbi dans la région de Boulmane amène CHARRIERE et VILA (1991) à envisager à cette époque l'extension vers le sud-ouest de la mer téthysienne-mésogéenne. Par ailleurs, l'étude des discordances qui affectent ces couches rouges conduit à la distinction entre une "tectonique médio-jurassique", contemporaine du dépôt des premiers niveaux rouges, et marquant la fermeture du bassin atlasique, et une "tectonique éocrétacée ou infracrétacée", contemporaine de l'individualisation de bassins réduits où se déposent les séquences supérieures des couches rouges.

Au-dessus de cet Infracénomanien, on trouve :

- Cénomano-Turonien : marnes à gypse puis calcaires à rudistes, huîtres, etc.;
- Coniacien et Santonien : lacune au Coniancien puis marno-calcaires et calcaires massifs à foraminifères élagiques et radiolaires au Santonien. Dans le synclinal d'El Koubbat, RAHHALI (1970) décrit des calcaires littoraux;
- Campanien: schistes bitumineux dans le dépocentre de Bekrit-Timahdit;
- Maestrichtien : dépôts phosphatés intercalés dans les niveaux bitumineux. La colonne varie d'un dépocentre à l'autre.

Le centre du Moyen Atlas a été recouvert par la transgression qui y a déposé, en discordance sur les différents termes du Jurassique, une

série marno-calcaire parfois gypseuse, souvent dolomitisée, indubitablement marine, représentant le Crétacé supérieur.

Au sud-est du Moyen Atlas, en bordure du plateau de la Haute Moulouya, des mouvements synsédimentaires dont la composante verticale est particulièrement enregistrée persistent durant le Crétacé supérieur. En dehors du Moyen Atlas, la zone de la Haute Moulouya est une plate-forme stable où la disposition et l'évolution des faciès sédimentaires reflètent fidèlement les changements eustatiques du niveau de la mer. Par contre, dans le Moyen Atlas proprement dit, la subsidence est contrôlée par le mouvement le long de failles NE-SW telles que l'Accident nord moyen-atlasique, la faille des Aït Oufellah, etc. Les apports sédimentaires compensant la subsidence dans les zones déprimées, la profondeur de dépôt reste modérée.

b. Les dépôts cénozoïques

Au-dessus des niveaux franchement marins du Crétacé moyen-supérieur, la série cénozoïque montre successivement :

- une série de mer encore transgressive et ouverte, qui comprend les grès et calcaires à gastéropodes d'Aïn Lkhil (synclinal d'Oudiksou) du Maestrichtien terminal (?)-Paléocène, des marnes roses, et la barre calcaire de Timhadite d'âge Eocène moyen à bivalves, crustacés, nautiles, etc.. Ces faciès sont connus depuis longtemps : GENTIL signalait en 1916 le Calcaire de Timhadite et TERMIER, en 1936, décrivait la discordance de Foum-Kheneg, dans le synclinal d'El Koubbat, où les équivalents des calcaires d'Aïn Lkhil sont discordants sur des niveaux liasiques ;
- une série régressive, avec les marnes à gypse post-Lutétien reposant sur les Calcaires de Timhadite.
- une série continentale, avec les grès et les conglomérats du jbel Hayane, attribués à l'Oligocène, et des dépôts lacustres rapportés au Miocène.

Au total, toute cette succession du Crétacé supérieur-Paléogène est interprétée, dans le bassin de Tirhboula et ceux, voisins, de Bekrit-Timahdite, Bou Anguer, Aïn Nokra et Oudiksou (HERBIG, 1993 ; HERBIG et FECHNER, 1995), comme le résultat d'une évolution complexe avec trois étapes : 1) la transgression albo-cénomano-turonienne qui installe une plate-forme carbonatée ; 2) la dislocation de cette plate-forme au Turonien supérieur-Sénonien inférieur, avec le dépôt de sédiments lagunaires suivis par le développement des faciès bitumineux ; 3) la reprise de la transgression au Paléocène-Eocène inférieur et moyen, avec la construction d'une plate-forme carbonatée lutétienne, suivie de sa dislocation contemporaine d'une baisse eustatique et du retrait de la mer.

Les terrains du Miocène supérieur sont en discordance angulaire sur l'ensemble des niveaux sous-jacents et ils fossilisent nombre de structures tectoniques, plis et zones faillées. L'essentiel du Moyen Atlas est émergé, mais certaines zones sont sous la dépendance d'un bras de mer prolongeant au sud le Sillon sud-rifain :

- Dans le bassin de Skoura, le Néogène est représenté par une série épaisse de 200 à 250 m qui constitue un cycle complet, depuis des faciès continentaux à la base (siltites, marnes bariolées lacustres, grès et poudingues) puis laguno-lacustres (marnes gypseuses et grès), jusqu'à des faciès marins au sommet, avec biohermes à *Crassostrea,* grès à foraminifères et oursins, gypses, marnes jaunes à *Globorotalia,* calcaires récifaux (CHARRIERE et SAINT-MARTIN, 1989) et enfin marnes blanches à huîtres;

- La formation d'Aït Youb-Lebbouaddis représente le Tortonien dans le Causse. Là aussi, les terrains enregistrent les étapes d'une transgression marine dont l'extension est maximum lors du dépôt des Marnes bleues de Fès à foraminifères planctoniques du Tortonien supérieur-Messinien;
- Le bassin de Guercif se développe au Miocène supérieur et il se remplit de formations d'abord marines puis continentale (Tortonien-Messinien ;
- Dans le Sillon sud-rifain lui-même, les couches du Messinien forment la couverture septentrionale du Causse moyen-atlasique, alors émergé. Elles comprennent à la base les calcaires de Bhalil, littoraux et de haute énergie, parfois récifaux, puis les siltites ocres de Sefrou et enfin les Marnes de Fès.

Dans le bassin tertiaire de Missour, les dépôts détritiques contiennent des niveaux lacustres où la stévensite est exploitée sous le nom local de rhassoul.

A la suite des travaux de MARTIN (1968), on réserve dans le Moyen Atlas le nom de Poudingues de Skoura à l'ensemble conglomératique discordant sur les terrains plissés du Miocène supérieur et sur les structures d'âge probable Pliocène inférieur. Par ailleurs, cette série est interstratifiée à la base du calcaire lacustre du Saïs, lui-même Pliocène supérieur *p.p*. Par conséquent, leur âge est donc Pliocène moyen. Les galets sont surtout des calcaires du Dogger et le drainage s'effectue vers le nord.

Il faut enfin mentionner, pour terminer, les coulées volcaniques du Moyen Atlas et du Causse.

On a rencontré à maintes reprises dans la colonne sédimentaire l'enregistrement de mouvements syn-sédimentaires. Comme dans le Haut Atlas, on peut parler d'un véritable contrôle tectonique de la sédimentation par des structures faillées permanentes. HERBIG (1988), après d'autres, dont DUEE *et al.* (1979) et MARTIN (1981), examine par exemple le jeu syn-sédimentaire, latéral sénestre et inverse, de l' « Accident nord-moyen-atlasique ». Ce mouvement est indiqué dans toute la colonne sédimentaire, depuis le Crétacé jusqu'au Miocène et, vraisemblablement, jusqu'à une époque récente, par des discordances progressives, des niveaux conglomératiques et des changements brutaux de faciès. Au flanc nord du synclinal de Bou-Angueur, c'est-à-dire à proximité de cet « Accident », on reconnaît les discordances suivantes : niveaux éocènes sur les grès du Maestrichtien ; calcaires lacustres de l'Eocène supérieur-Oligocène (?) sur la formation Eocène inférieur-moyen de Bekrit-Timhadit ; à la base des conglomérats "oligocènes"; calcaires et marnes lacustres miocènes sur les conglomérats "oligocènes" ; discordances intra-Miocène. Des niveaux conglomératiques sont connus dans la formation de Bekrit-Timhadit et dans les calcaires lacustres de l'Eocène supérieur-Oligocène (?). Enfin, au Maestrichtien et au Paléocène, le rôle de l'Accident nord moyen-atlasique est attesté par la différence de sédimentation entre les synclinaux de Bekrit et Timhadit (bloc nord-ouest), où 360 m de schistes bitumineux puis de détritiques et de gypse se déposent, et la bordure nord du synclinal de Bou-Angueur (bloc sud-est en surrection) avec seulement 35 m de sédiments de lagons et des sables phosphatés.

4.3.5. Les roches magmatiques du domaine atlasique

4.3.5.1. Les dolérites triasico-liasiques

Comme le domaine mésétien, le domaine atlasique montre des

manifestations magmatiques dont les produits, surtout doléritiques, s'intercalent au sommet de la série rouge triasico-liasique. Leur âge est compris entre 180 et 200 Ma (HAILWOOD et MITCHELL, 1971; WESTPHAL et al., 1979 ; FIECHTNER *et al.*, 1992). La plupart de ces roches sont des dolérites à plagioclases An 50-70, augite et pigeonite ; certaines contiennent de l'olivine, toujours serpentinisée. On note dans le domaine atlasique, à la différence de la Meseta, le fréquent développement de paragenèses secondaires de faible température à chlorite, serpentine, calcite, etc. Au point de vue géochimique (BERTRAND *et al.*, 1982; FIECHTNER *et al.*, 1992), ces roches sont des tholéiites semblables par bien des aspects aux basaltes des rides médio-océaniques. Leur origine est mantellique, la composante crustale n'excédant pas 17 % du poids, selon FIECHTNER et al. (1992). Toujours selon ces derniers auteurs, leur âge isotopique 40 Ar/39 Ar est compris entre 210,4 ± 2,1 Ma et 196,3 ± 1,2 Ma.

4.3.5.2. Les massifs plutoniques jurassiques

On connaît depuis longtemps l'existence de nombreux petits massifs intrusifs dans le Haut Atlas central. On en a découvert récemment des équivalents réduits, plutoniques dans le Moyen Atlas (LAVILLE et FEDAN, 1989) et volcaniques dans le Haut Atlas occidental (FERRANDINI et al., 1991). Les massifs du Haut Atlas central ont une forme elliptique ou circulaire, avec des dimensions toujours modestes, de l'ordre de 10 à 20 km de longueur pour une largeur de 2 à 5 km. Ils se situent au cœur de dispositifs structuraux constitués par des couches sédimentaires redressées qui évoquent des anticlinaux, et dont la signification structurale sera considérée plus loin. Dans les deux massifs de Tassent et Tasraft les gabbros, souvent troctolitiques, sont au cœur des massifs ; vers la périphérie, on rencontre des diorites et des monzodiorites puis des syénites ; des dykes doléritiques rayonnent dans l'encaissant sédimentaire.

Ces roches, souvent présentées comme alcalines (RAHIMI *et al.*, 1991), ont des teneurs modérées en TiO2, K2O et P2O5 et des rapports La/Yb toujours très inférieurs à 10. Le parallélisme des spectres de terres rares des différents faciès pétrographiques étudiés, tant basiques qu'acides, est en faveur de leur cogénétisme. Toutes ces roches seraient issues de la cristallisation fractionnée d'un magma mantellique au sein d'une chambre magmatique située à 10-15 km de profondeur ; l'intervention d'une contamination crustale est probable.

L'analyse des fluidalités magmatiques des intrusions de Tasraft et Tassent montre une architecture en dôme aplati, suggérant une mise en place diapirique (RAHIMI et al., 1991). Le faible développement de l'auréole de métamorphisme de contact, souligné par tous les auteurs, implique que, au moins pour sa phase finale, la mise en place des roches plutoniques au sein de la série liasique et bajocienne s'est effectuée à des températures de l'ordre de 300°C. Une forte activité hydrothermale est notée (HARMAND et LAVILLE, 1983)

4.3.5.3. Le magmatisme éocène

Plus tard, l'activité magmatique atlasique se restreint dans deux zones : le massif de Tamazert, au versant nord du Haut Atlas, non loin de Midelt, et le massif de Taourirt, à l'extrémité nord-orientale du Moyen Atlas. Le premier est constitué de pyroxénites micacées, syénites néphéliniques à orthose et

ægyrine, limburgites et carbonatites, toutes d'affinité alcaline et caractérisées par une forte contamination crustale. L'âge de ces roches est éocène (42-44 Ma). Les roches du massif de Taourirt, mestigmérites ou aïounites (AGARD, 1950), sont des lamprophyres à néphéline. Leur âge est aussi éocène (57 ± 3 Ma : CHARLOT et al., 1964).

4.3.5.4. Le volcanisme récent

On ne quittera pas les roches magmatiques du domaine atlasique sans citer les épanchements récents de roches sous-saturées, alignés sur une ligne SW-NE, du jbel Siroua au Moyen Atlas septentrional. Le volcanisme néogène des confins rifo-atlasiques est abordé dans le chapitre consacré au Rif ; on signalera ici seulement les roches volcaniques quaternaires (1,8-0,5 Ma) du Moyen Atlas. Presque une centaine de cônes volcaniques, de morphologie encore très fraîche, sont alignés selon un axe subméridien. Leurs coulées s'étalent largement sur le Causse moyen-atlasique dont elles suivent les paléovallées, certaines recouvrant au nord les terrains du Quaternaire ancien de la plaine du Sais. Les roches sont des basaltes alcalins et des basanites. L'étude de leurs enclaves ultrabasiques, souvent déformées (HARMAND et MOUKADIRI, 1986), montre que la fusion partielle du manteau supérieur dont est issu le magma alcalin s'est effectuée en régime compressif, avec ouverture de fractures lithosphériques (MOREL et CABANIS, 1993). On verra plus bas que ce magmatisme récent peut être lié à un panache mantellique (ZEYEN et al. (2005).

4.4. La tectonique atlasique

4.4.1. Tectogenèse et orogenèse

Les altitudes élevées atteintes par le Haut Atlas, en particulier dans sa partie centrale, et la vigueur des dénivelés entre la chaîne et ses bordures suggèrent que la surélévation du domaine plissé (*l'orogenèse*, au sens littéral de création de relief) est relativement récente. L'activité sismique le long des bordures atlasiques témoigne de l'activité orogénique encore actuelle de la chaîne, qui affecte non seulement toute la croûte mais aussi le manteau supérieur. Des arguments purement géologiques confirment d'ailleurs l'âge récent de la surrection de l'Atlas : les mers du Crétacé supérieur ne reçoivent pas d'éléments détritiques en provenance de l'Atlas comme ce serait le cas si la chaîne était émergée et soumise à l'érosion à cette époque. Mieux, on connaît encore, à certains endroits du Haut Atlas central comme, par exemple, à Tasraft, des niveaux marins du Cénomano-Turonien déposés lors de la transgression de la fin du Crétacé inférieur et soulevés ensuite. Il faut donc situer la surrection de l'Atlas entre cette époque et l'Actuel. Or, dans le bassin d'Ouarzazate, c'est seulement au Miocène qu'apparaissent les premiers éléments détritiques d'origine atlasique. C'est donc au Cénozoïque, et probablement au Néogène que s'effectue, pour l'essentiel, la surrection de l'Atlas.

Le raccourcissement (*la tectogenèse*, au sens de la création de structures tectoniques) de l'Atlas est-il contemporain de cette surrection cénozoïque ? Dans les zones marginales de la chaîne, les plis affectent l'ensemble des séries mésozoïques, Crétacé inclus, ainsi que,

au moins, une partie du Cénozoïque. C'est le cas au nord de l'Atlas (PETIT et al., 1985 ; AMRHAR, 2002) et au sud, dans le bassin d'Ouarzazate (LAVILLE, 1980; GÖRLER et al., 1988). JACOBSHAGEN *et al.* (1988) considèrent que la déformation dans le domaine central du Haut Atlas est d'âge récent, comme dans les zones marginales. Cette opinion n'est pas partagée par nombre d'auteurs dont certains (SCHAER, 1987; LAVILLE et al., 1991, LAVILLE et PIQUE, 1991, 1992) insistent sur le fait que le raccourcissement est synsédimentaire, d'âge jurassique, dans l'axe du Haut Atlas central. C'est pourquoi, comme pour l'étude de la stratigraphie, on abordera séparément et successivement celle de la déformation dans les zones centrales et marginales de la chaîne.

4.4.2. L'axe du Haut Atlas central

4.4.2.1. Les structures

La carte géologique montre de vastes structures synclinales à fond plat (Fig. 46 A, 47 A,B) où affleurent des couches du Jurassique moyen et des structures anticlinales étroites dont le cœur est occupé soit par des terrains sédimentaires triasiques ou liasiques, soit par des intrusions magmatiques. Trois directions ressortent : E-W, NW-SE et NE-SW, ces dernières étant souvent occupées par des intrusions magmatiques.

Les structures synclinales ont une forme en S, avec un axe cartographique orienté N 50-60 E (Fig. 48). L'épaisseur des séries, maximum au centre de chaque structure synclinale, se réduit rapidement en direction des structures anticlinales adjacentes, en même temps qu'apparaissent des variations latérales de faciès et des discordances progressives. Les rides E-W sont des anticlinaux étroits, généralement à cœur triasique. Ces structures sont souvent faillées et le pendage de la faille, raide en profondeur, s'infléchit vers la surface, permettant l'amorce du chevauchement d'un flanc de l'anticlinal sur l'autre, plus raide, voire inverse. L'épaisseur de la série sédimentaire est la plus faible à l'aplomb des rides anticlinales et les faciès y indiquent une plus faible profondeur. C'est là, par exemple, que sont localisés les récifs liasiques et que convergent les discordances progressives.

Les rides NE-SW et NW-SE sont situées soit aux extrémités des rides majeures E-W, soit entre deux de celles-ci disposées en échelon. Les rides NE-SW les plus intéressantes - celles dont le cœur est occupé par des intrusions magmatiques- sont situées dans l'axe du Haut Atlas central. La ride de Talmeste est un bon exemple du caractère synsédimentaire de la mise en place des intrusions : les couches jurassiques sont de plus en plus redressées et minces en direction du cœur de la structure, ce qui montre bien que leur torsion a été réalisée progressivement au cours de la montée de l'intrusion. La ride de Tassent, au nord d'Imilchil, est longue de 30 km pour une largeur de 2 à 3 km. Elle est déversée vers le NNW ; son cœur est occupé, avec des discordances progressives semblables à celles de Talmeste, par des intrusions magmatiques, recouvertes en discordance et remaniées par les Couches rouges.

Une schistosité et un métamorphisme général affectent souvent les roches dans les rides anticlinales de l'axe du Haut Atlas central.

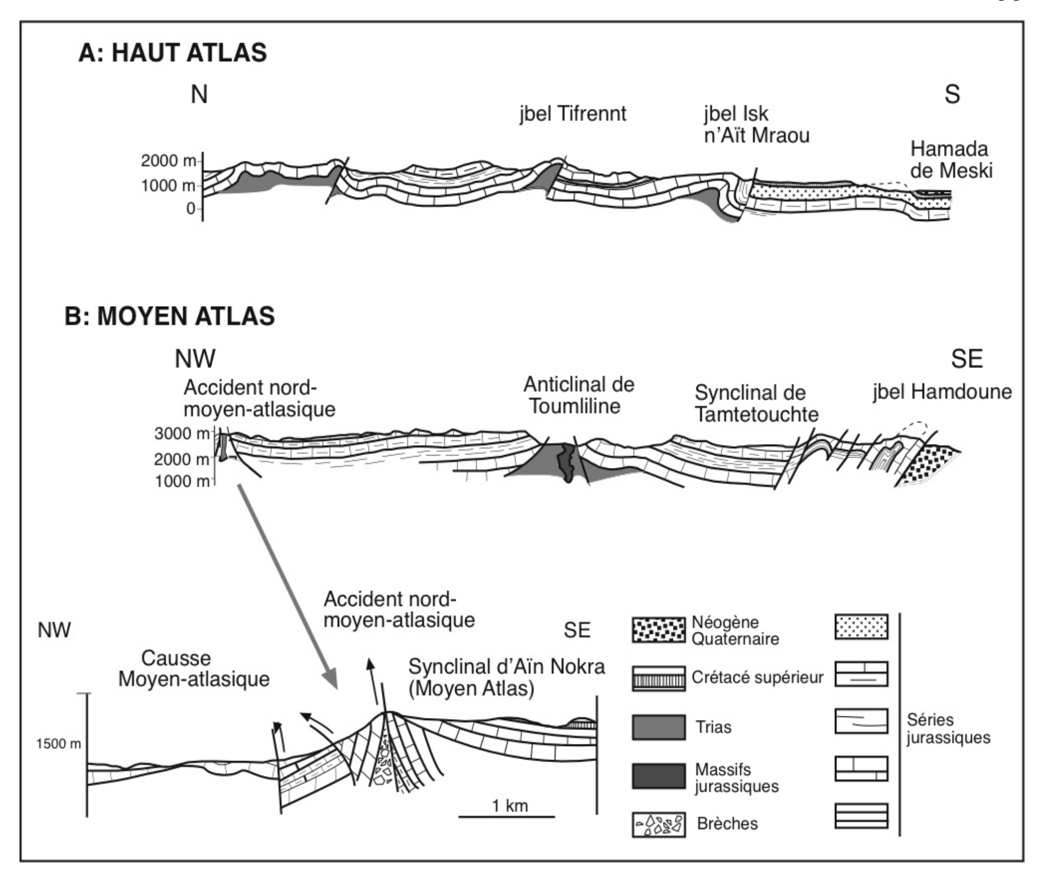


Fig. 46. Coupes dans la chaîne atlasique

La schistosité est ici un clivage de dissolution, souvent signalé (SCHAER et PERSOZ, 1976; LAVILLE et al., 1991, etc..). Presque partout, elle est orientée N 70 à E-W, parallèle à l'axe des rides anticlinales E-W. Elle est particulièrement bien marquée à proximité et autour des intrusions magmatiques. Là, comme autour de la ride d'Amagmag (LAVILLE et al., 1991), le clivage schisteux est très oblique à perpendiculaire à la bordure de l'intrusion mais lorsque l'on s'éloigne de l'intrusion, la trajectoire de la schistosité s'infléchit peu à peu pour se paralléliser avec celle des structures régionales N70-90 (Fig. 46). La direction particulière de la schistosité à proximité immédiate des intrusions répond à un champ de contrainte local, lié à la mise en place des corps magmatiques, probablement déjà largement indurés.

Le métamorphisme régional est, lui aussi, cantonné dans l'axe du Haut Atlas central. Il passe d'une simple évolution diagénétique à l'anchi- et l'épizone. Dans les synclinaux où la pile sédimentaire était la plus épaisse (4000 à 5000 m), un gradient géothermique normal a permis à l'évolution thermique d'atteindre le seuil du métamorphisme épizonal (environ 300 °C). Dans les rides anticlinales, par contre, où l'épaisseur des sédiments était plus faible, c'est un gradient de 60 °/km au minimum qu'il faut envisager.

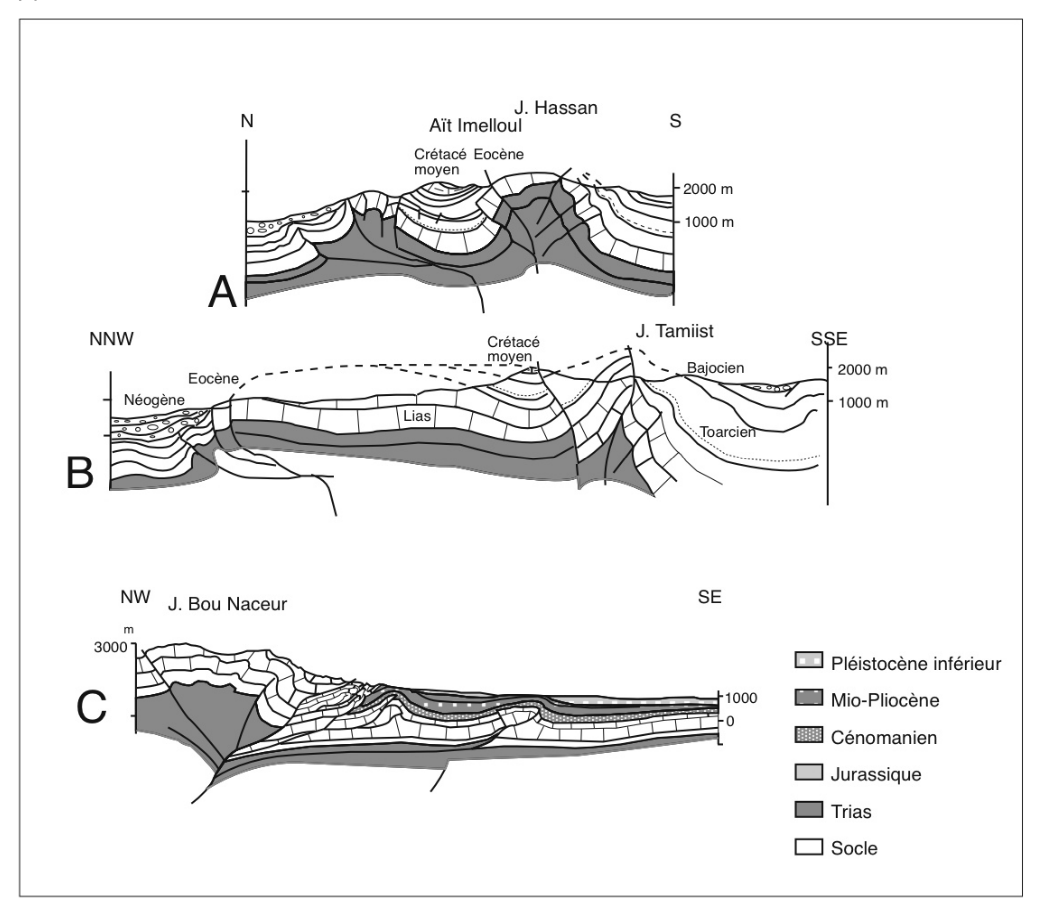


Fig. 47. Coupes illustrant le style tectonique dans le Haut Atlas (A,B) et le Moyen Atlas (C)

A la conduction thermique s'ajoutait une convection réalisée par la circulation des fluides hydrothermaux dont on retrouve la trace dans les intrusions magmatiques. Les amphiboles décrites à proximité des intrusions sont orientées dans le champ local de la déformation, ce qui confirme la contemporanéité des intrusions et de la schistosité.

4.4.2.2. L'âge des structures

La disposition géométrique des couches sédimentaires autour des intrusions atteste, on l'a vu ci-dessus, du caractère synsédimentaire de la mise en place des intrusions au sein des rides anticlinales NE-SW. Sur la base de ces arguments, l'âge des intrusions serait donc Jurassique inférieur et moyen. Ceci ne s'oppose pas aux datations isotopiques actuellement disponibles et est confirmé par la discordance, à Tassent ou Tasraft par exemple, des Couches rouges sur les roches plutoniques (LAVILLE et al., 1991).

Comme, par ailleurs, le développement de la schistosité est lié spatialement aux intrusions, il est clair que la mise en place

des corps magmatiques au sein des rides NE-SW est contemporain, globalement, du serrage régional qui s'exprime par le développement de la schistosité et, surtout, par l'individualisation des structures régionales N 70-90 E. Réciproquement, celles-ci sont donc datées, pour la majeure partie de leur développement, du Jurassique inférieur et moyen.

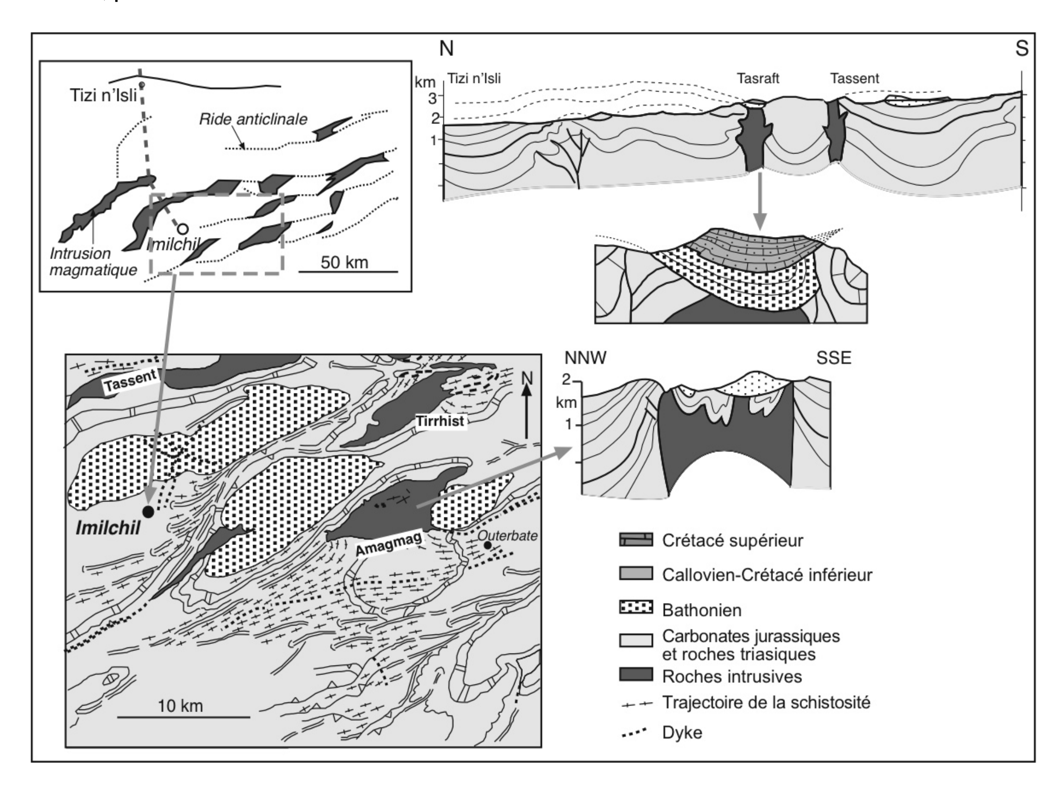


Fig. 48. Dépocentres et rides synsédimentaires dans le Haut Atlas central

Trois conclusions ressortent des remarques précédentes :

- la déformation majeure, localement synschisteuse, est d'âge mésozoïque et plus précisément jurassique dans l'axe de l'Atlas, et donc bien antérieure à celle des bordures de la chaîne ;
- la contemporanéité de l'acquisition des structures et de la sédimentation, autrement dit le caractère synsédimentaire du développement des rides anticlinales et des cuvettes synclinales implique un contrôle structural de la sédimentation et donc le jeu de fractures du socle, réactivées au Jurassique. Il faut envisager, là encore quel que soit le modèle adopté, que les axes anticlinaux N 70-90 E sont d'anciennes rides synsédimentaires marquées par la mobilité du fond marin au Jurassique, à l'aplomb de fractures profondes dont il convient de déterminer le jeu ;
- tout modèle explicatif de l'évolution structurale et magmatique du Haut Atlas central devra intégrer ces faits, apparemment contradictoires : la mise en place des intrusions magmatiques s'effectue dans des sites en ouverture, mais le régime régional est compressif.

4.4.3. Les bordures du Haut Atlas central

4.4.3.1. Les structures

Sur le flanc nord du Haut Atlas central, la terminaison septentrionale visible de la chaîne est marquée par quelques chevauchements à vergence nord que MOREL et al. (2000) analysent (Fig. 49).

Les déformations sont récentes, contemporaines de la sédimentation néogène et quaternaire. Les structures cassantes combinent des composantes chevauchantes et décrochantes qui témoignent d'un raccourcissement N 150 E puis N-S. Les chevauchements à vergence nord impliquent ou non, selon les auteurs, une partie de la croûte.

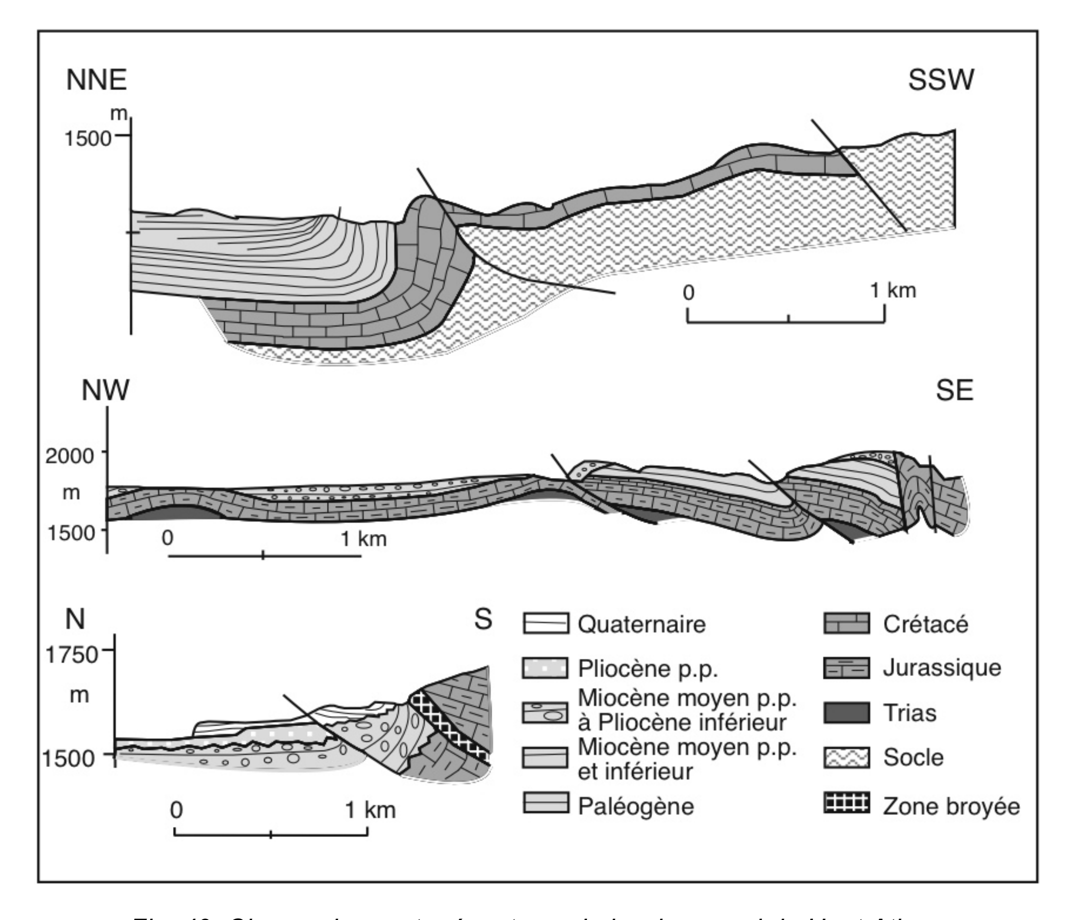


Fig. 49. Chevauchements récents sur la bordure nord du Haut Atlas

Dans la vallée du N'Fis, PETIT et al. (1985) étudient des structures cassantes développées dans des conglomérats mio-pliocènes par le jeu des failles inverses responsables de la mise en horst du Massif ancien. La faille d'Imi n'Tanoute présente un jeu sénestre et témoigne d'une direction de raccourcissement

submméridienne, avec une rotation antihoraire de N 20-30 à la fin de l'Eocène à N140-160 au Mio-Pliocène

Sur le flanc sud, on décrit depuis RUSSO et RUSSO (1934) un "Accident sud-atlasique" à la limite entre le Haut Atlas et le domaine saharien. L'idée d'une telle faille unique, présente sur toute la bordure méridionale du Haut Atlas central, a été depuis abandonnée, mais l'existence d'une limite structurale importante au bord sud du Haut Atlas, guidant successivement la sédimentation dans la fosse atlasique et la déformation des séries mésozoïques épaisses doit continuer à être affirmée. On y reviendra. A l'affleurement, cette zone de failles se manifeste par des chevauchements, à vergence sud, du Jurassique plissé sur les chaînons méridionaux crétacés ou cénozoïques, comme dans la vallée de l'oued Dades (GAUTHIER, 1957). A l'est, l'Atlas, très modérément raccourci, est au contact, par une simple faille inverse raide, de son avant-pays méridional tabulaire, la hamada crétacée de Meski.

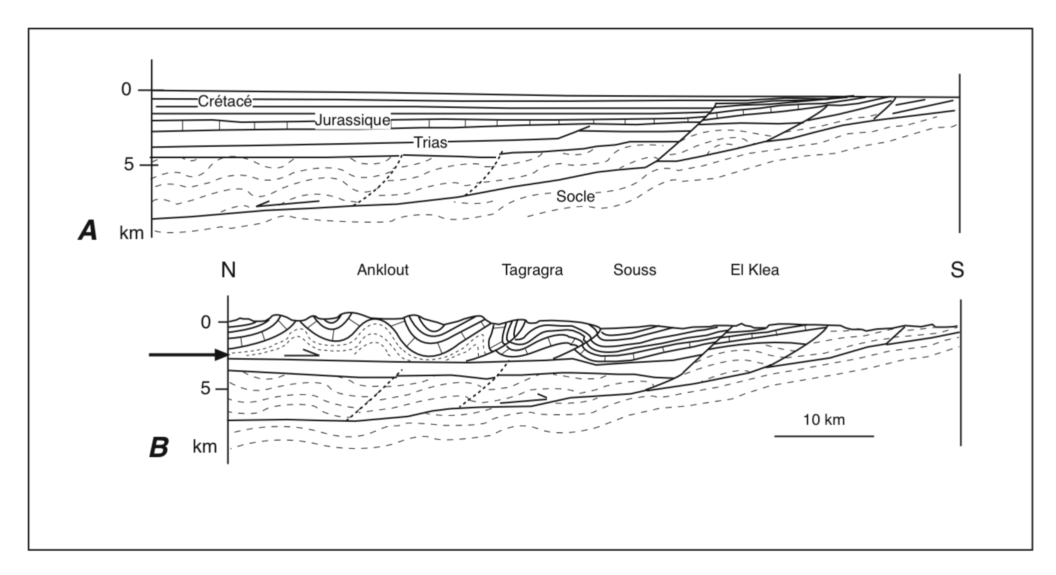
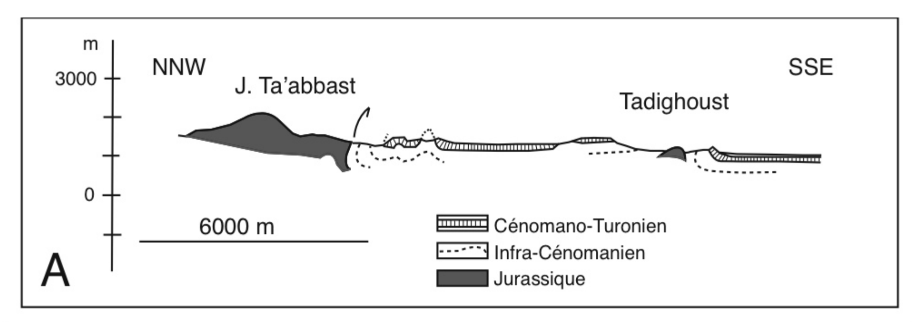


Fig. 50. Le bassin du Souss
A : Remplissage mésozoïque
B : Chevauchements atlasiques aveugles

C'est la progression des études de sous-surface, liées à la prospection pétrolière, qui ont apporté un éclairage nouveau, en tout cas plus complet, à ce que permet l'étude sur le terrain. Dans le bassin du Souss, par exemple, les profils sismiques étudiés par MUSTAPHI et al. (1997) conduisent à l'idée que la tectonique atlasique se réalise ici par une inversion d'anciennes failles normales liées au rifting atlantique et l'individualisation de failles compressives plates (surfaces de décollement) dans les niveaux plastiques du Trias supérieur (Fig. 50). Faut-il élargir ce modèle à l'ensemble de la chaîne atlasique ? C'est ce qui sera discuté plus bas.

A la longitude de Ouarzazate, la disposition est complexe à l'affleurement : à la fin d'une déformation impliquant des niveaux mésozoïques, une lame de calcaires jurassiques, décollée de son socle au niveau des argilites triasiques, s'est déplacée vers le sud, lors du soulèvement de la chaîne atlasique. Cet allochtone est la Nappe de Toundoute (LAVILLE et al., 1977). Elle s'est mise en place, par glissement, dans le bassin cénozoïque de Ouarzazate et elle a été recouverte par les niveaux néo-autochtones de la formation de Kandoula. L'ensemble a ensuite été ployé en synforme, et de nouveau charrié vers le sud (Fig. 40).



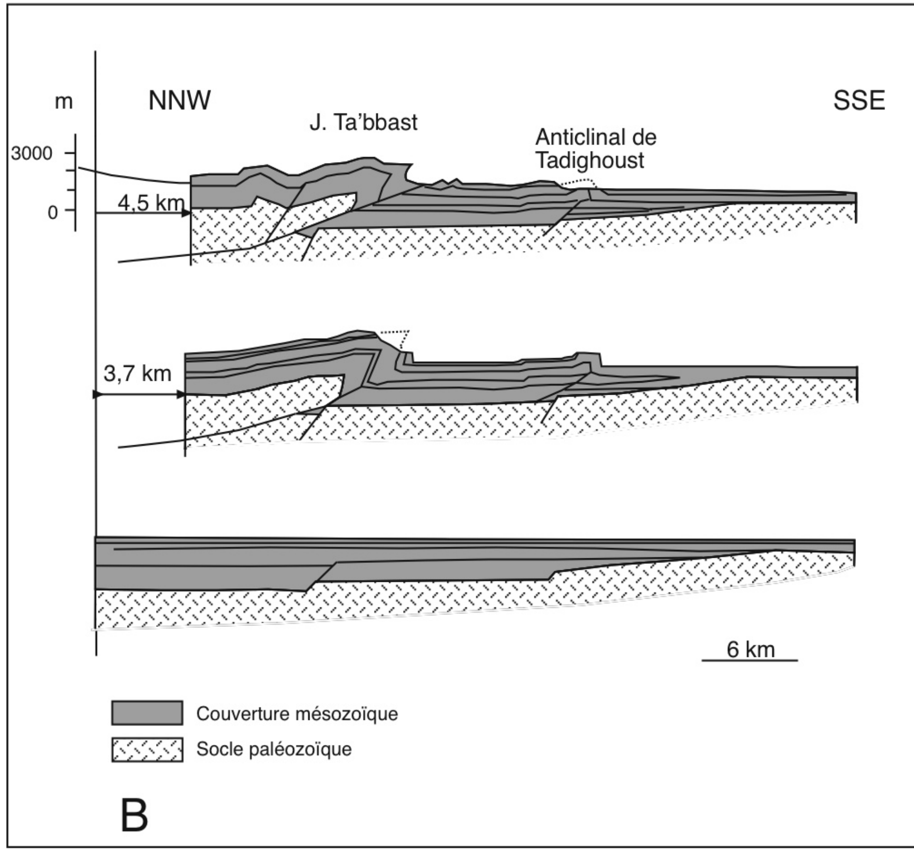


Fig. 51. La bordure méridionale du Haut Atlas oriental
A : La coupe actuelle
B : le développement de la structure actuelle d'après l'équilibrage des coupes

Plus à l'est encore, à la longitude de Goulmima, SAINT BEZAR et al. (1998) montrent que la formation, vraisemblablement d'âge miocène, des plis atlasiques déversés au sud est liée à une faille plate aveugle responsable de structures de plus en plus serrées vers le nord, en direction de l'Atlas, et ils donnent un scénario de la déformation, basé à la fois sur une modélisation théorique et une analyse géométrique des plis rencontrés (Fig. 51).

4.4.3.2. L'âge de la déformation

L'âge des structures est déduit, bien entendu, de celui des terrains affectés. Une étude de détail montrerait, comme dans la bordure nord du bassin de Ouarzazate et la nappe de Toundoute, l'intervention de plusieurs événements successifs qu'il faudrait interpréter comme des saccades dans un mouvement relativement continu : la surrection de l'axe de l'Atlas central et son déversement divergent vers le nord et le sud. Globalement, cependant, l'âge des épisodes de déformation dans ces zones marginales atlasiques est cénozoïque et quaternaire et donc bien plus récent que celui, jurassique, de l'axe de la chaîne. Pour rester dans les termes de la remarque posée en introduction à la tectonique atlasique, c'est au Cénozoïque seulement, et particulièrement au Néogène que se réalise l'épisode "orogénique" de la déformation atlasique, marqué par l'exhaussement (la surrection) de la chaîne et la déformation de ses zones marginales.

4.4.4. Les autres zones atlasiques

4.4.4.1. Le Bloc ancien du Haut Atlas

Le socle, d'âge paléozoïque et Protérozoïque supérieur, déformé, métamorphisé et granitisé au cours de l'orogenèse hercynienne, a été fortement soulevé puisqu'il contient à présent les points culminants de la chaîne atlasique. Il n'a pas subi de déformation atlasique souple : la surface de la pénéplaine post-hercynienne et sa mince couverture restent horizontales. Par contre, lors des mouvements atlasiques, ce bloc compétent a été découpé par de nombreuses failles subverticales pour lesquelles on montre souvent qu'il s'agit de failles hercyniennes réactivées au Méso- et au Cénozoïque. Ce sont ces failles qui découpent le bloc ancien en panneaux inégalement soulevés. C'est ainsi que la partie centrale du Bloc ancien domine la plaine du Haouz, avec un rejet vertical cumulé de 4000 m. Ce dénivelé est moins important vers le sud, en particulier dans la région du Siroua. Plus qu'au sein même du bloc ancien, c'est donc sur ses bordures que se concentre la déformation atlasique.

Au nord, la Faille d'Imi n'Tanoute a enregistré une compression N-S à N 30 E d'âge Crétacé supérieur-Tertiaire représentée par : 1) des plis en échelon associés à un jeu sénestre de la faille, et 2) un chevauchement plat vers le nord des marno-calcaires du Valanginien sur les dolomies du Portlandien-Berrriasien. Plus à l'est, dans la région d'Erdouz, l' « Accident de Medinat » (MORET, 1931), orienté grossièrement E-W, amène les schistes cambro-ordoviciens du Bloc ancien sur les calcaires cénomano-turoniens de la bordure subatlasique. La déformation de cette zone faillée est polyphasée et on y distingue successivement (FROITZHEIM et al., 1988) : une ébauche de plissement d'axe E-W au Crétacé supérieur ; l'érosion de cette structure embryonnaire, et le dépôt des calcaires à Thersitées et des marnes éocènes ; le chevauchement de l'ensemble paléo-

zoïque et crétacé sur les terrains éocènes ployés en synclinal.

Dans la région d'Aït-Ourir, FERRANDINI et LE MARREC (1982) démontrent l'existence de décollements et de recouvrements anormaux. A l'intérieur de cette même région, deux événements compressifs affectent la couverture cénozoïque ; le premier, post-Eocène et anté-Mio-Pliocène, est caractérisé par une compression N 20-30 E ; au cours du second, d'âge mio-pliocène, la compression est N 130-160 E.

Le problème de la bordure sud du Bloc ancien est celui de la Faille du Tizi n'Test. Individualisée dès le Paléozoïque et probablement même avant, cette faille est décrite par MATTAUER et al. (1972) comme un linéament majeur d'importance continentale. Son jeu est polyphasé : après un mouvement dextre à la fin du Paléozoïque, elle est marquée par un coulissement sénestre d'ampleur plurikilométrique au Méso-zoïque (PROUST et al., 1977). Ce coulissement sénestre est attesté dès le Carnien par l'existence de stries hydroplastiques subhorizontales qui affectent un sédiment non encore complètement lithifié. Il se poursuit ensuite, comme le montrent les stries horizontales imprimées dans les mêmes grès alors qu'ils étaient alors indurés (LAVILLE, 1992 ; LAVILLE et PETIT, 1984). Ces mouvements sénestres ont cessé au Crétacé où les structures (plis, stylolites, etc..) suggèrent une déformation de type faille inverse. Orientée N 70 E, la faille constitue à l'ouest la limite sud du Bloc ancien. Plus à l'est, elle recoupe les terrains anciens en contournant par le nord le promontoire de l'Ouzellarh. Vers l'ENE, JENNY (1983) propose qu'elle se prolonge par les décrochements de l'Atlas de Demnate.

On ne quittera pas le centre du Haut Atlas sans insister sur l'importance de son soulèvement récent, la vigueur de ses reliefs et l'importance de l'érosion qui s'ensuit.

4.4.4.2. Le Haut Atlas occidental

A l'ouest du Bloc ancien, le Haut Atlas occidental prolonge les structures de la partie centrale de la chaîne : des plis anticlinaux étroits d'orientation moyenne E-W, parfois coffrés, séparés par des synclinaux en cuvettes à cœur Jurassique supérieur et crétacé. Les structures plus ouvertes des Haha sont les plis marginaux subatlasiques septentrionaux ; une zone symétrique existe entre l'Accident sud-atlasique et Agadir. Au nord des Haha, la zone d'Essaouira prolonge le Haouz vers l'ouest.

Le Haut Atlas occidental est découpé en blocs, eux-mêmes contrôlés par d'anciennes structures NNE-SSW à E-W. La structuration est guidée par deux familles de directions :

- les axes de plis majeurs sont E-W. Le raccourcissement est généralement faible ; il s'accroît à proximité des limites nord et sud de la région, ainsi que vers le couloir d'Argana, c'est-à-dire là où la couverture mésozoïque est la moins épaisse. Inversement, il est le plus faible dans l'Atlas le plus occidental, zone particulièrement subsidente tout au long du Mésozoïque

- les plis sont affectés de virgations le long de zones faillées N 20 E. Celles-ci, d'ouest en est : faille du Cap Rhir-Amsittene-J. Hadid, faille d'Agadir et faille probable d'Argana, réalisent un maillage tectonique de la région. Elles jouent en effondrement au cours de l'ouverture de la marge atlantique; lors de la compression atlasique, elles développent une composante sénestre. Ces structures sont calquées sur la paléogéographie jurassico-crétacée.

Il faut aussi signaler que les études de HAFID et al. (2000) et MEHDI et al. (2004) soulignent l'activité halocinétique du basin d'Essaouira.

Au total, trois différences apparaissent là avec le Haut Atlas central, peut-être dues surtout à la plus grande épaisseur de la couverture mésozoïque au-dessus du socle paléozoïque :

- la présence d'une épaisse série triasique dont les niveaux salifères permettent le développement de diapirs ;
- l'absence ou la rareté (FERRANDINI et al., 1991) des séries magmatiques au Jurassique et Crétacé ;
- l'âge post-crétacé du plissement.

4.4.4.3. Le Haut Atlas oriental

De part et d'autre de la vallée de l'oued Ziz et, plus à l'est, vers l'Atlas saharien en Algérie, le dispositif structural reste semblable à celui de l'Atlas central, avec toutefois des altitudes plus faibles.

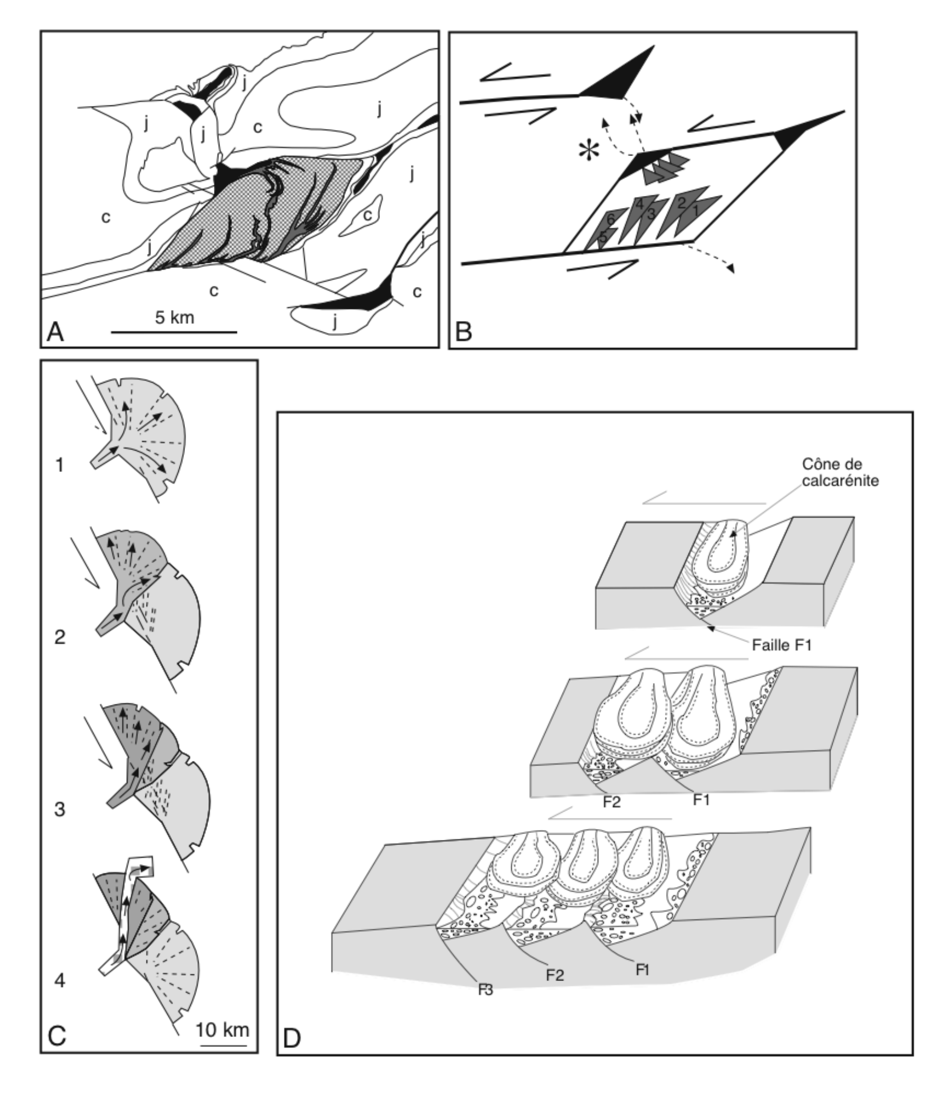


Fig. 52. Le synclinal d'Azag n'Oufouloussen (Haut Atlas oriental) A : Carte. B : Schéma cinématique. C : Evolution des paléocourants. D : Ouvertures successives des hémi-grabens.

Comme dans le Haut Atlas central, la sédimentation s'effectue dans un régime de transtension sénestre dont le dépocentre d'Azag N'Oufouloussen est un exemple (Fig. 52). L'ouverture progressive de l'hemi-graben s'effectue par l'individualisation de failles parallèles qui élargissent le dépocentre ; leur composante latérale est prouvée par l'inflexion des directions d'apport. Ce régime qui marque le Jurassique et le début du Crétacé s'amortit ensuite et l'on passe, à partir du Cénozoïque, à une compression subméridienne qui amène la mise en horst de la chaîne par le jeu de failles raides inverses.

4.4.4.4. Le Moyen Atlas

De direction d'ensemble NE-SW, le chaînon moyen-atlasique se compose de plusieurs rides anticlinales, NNE-SSW à NE-SW, séparées par des cuvettes synclinales ; du NW au SE se succèdent, à partir de la ride anticlinale constituée par l' « Accident nord moyen-atlasique », le synclinal du Zloul et de Skoura, la ride du jbel Tichoukt, le synclinal d'El Mers, etc. (Fig. 35). Comme pour le Haut Atlas central, il faut d'ailleurs prendre ici le terme d'anticlinal au sens large, ces structures étant souvent dépourvues de charnières et constituées de deux monoclinaux accolés le long d'une faille raide souvent inverse et parfois chevauchante.

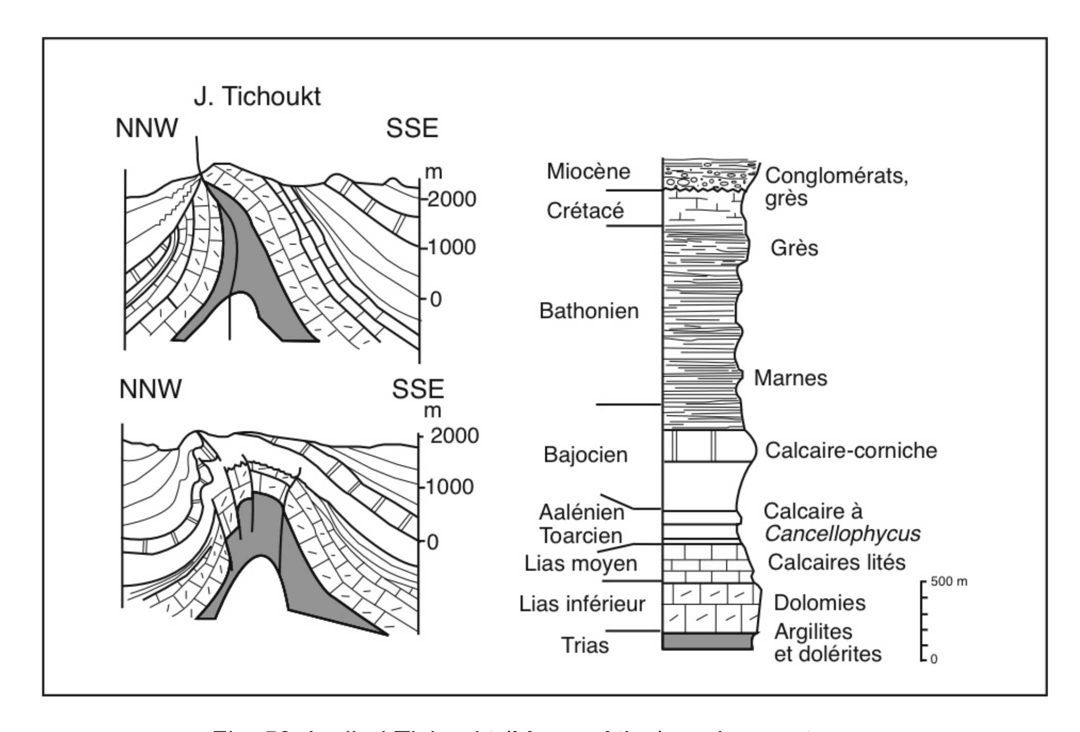


Fig. 53. Le jbel Tichoukt (Moyen Atlas) : colonne et coupes

On prendra comme exemple le jbel Tichoukt, analysé en particulier par FEDAN (1989). Il s'agit de la seconde ride anticlinale du Moyen Atlas, entre le synclinal de Skoura au NW et celui d'El Mers au SE (Fig. 53).

La structure, orientée ENE-WSW, est un pli coffré à Boulemane qui, latéralement, devient déversé au NW avec le flanc NW chevauchant le synclinal de Skoura, où la dalle liasique est poussée sur les couches de Bathonien-Callovien (?) de Skoura par l'intermédiaire des pélites triasiques. Ce chevauchement est fossilisé par les Poudingues de Skoura du Pliocène supérieur probable. Le pli est d'âge Pliocène inférieur, mais le déversement d'ensemble de la structure a été probablement acquis au cours de la Phase anté-Miocène supérieur. Ces mouvements ont été suivis par un soulèvement post-Pliocène dont le rejet vertical est estimé à 400 m au SW (MARTIN, 1981). Ils ont été précédés par une longue instabilité dont la colonne sédimentaire porte les traces aux flancs NW et SE du Tichoukt : les marnes toarciennes de Bechyine, le Calcaire-corniche, les calcaires du Bathonien inférieur, etc.. du flanc SE du synclinal de Skoura, par exemple, sont biseautés en direction du Tichoukt ; à proximité même de l'anticlinal, les couches bathoniennes d'El Mers sont en discordance angulaire sur les niveaux sous-jacents. Il est clair donc, et tous s'accordent à ce sujet, que la structure anticlinale actuelle du jbel Tichoukt a été précédée, dès le Lias et en tout cas au Jurassique moyen, par l'émergence d'une ride synsédimentaire en surrection relative par rapport aux futurs synclinaux d'El Mers et de Skoura.

Des observations semblables peuvent être réalisées à propos des autres structures anticlinales du Moyen Atlas. Toutes conduisent à l'idée d'une instabilité de la région au cours de la sédimentation mésozoïque, relayée ensuite par la compression cénozoïque. A partir de ces constatations, on interprète différemment l'enchaînement des déformations :

- Pour les uns l'histoire moyen-atlasique peut être découpée en deux épisodes : 1) au Mésozoïque, une tectonique synsédimentaire distensive, qui culmine lors de la Phase paroxysmale médio-jurassique enregistrée par les discordances progressives des couches rouges bathoniennes sur le Calcaire-corniche le long des rides paléoanticlinales et l'émersion généralisée du domaine. Cette instabilité sédimentaire est attribuée à une réactivation de failles de socle en horsts et grabens, les premiers évoluant en rides paléo-anticlinales et les seconds en cuvettes synclinales. L'intervention de phénomènes diapiriques impliquant les niveaux triasiques est possible, d'ailleurs, aux charnières de ces rides ; 2) au Crétacé et au Cénozoïque, une compression qui réactive les structures médio-jurassiques et active des accidents subméridiens. Elle se marque par l'accentuation des structures plissées ébauchées auparavant, par le jeu de décrochements et par des écaillages. Dans cette compression, on distingue plusieurs phases successives : anté- ou intra-barrémienne, Crétacé supérieur-Eocène, anté-Miocène supérieur, Pliocène inférieur.

- Pour d'autres (LAVILLE et FEDAN, 1989 ; FEDAN et al., 1985), l'essentiel de la structuration est réalisé dès le Mésozoïque, en régime compressif régional, comme dans le Haut Atlas central. Les rides anticlinales ENE-WSW comme celle du jbel Tichoukt sont l'expression en surface de structures en fleur positive à l'aplomb de décrochements sénestres sur des

failles de socle, délimitant des zones losangiques en affaissement relatif, les dépocentres, futures cuvettes synclinales à fond plat. A chaque extrémité du décrochement, une zone en extension locale est marquée par des failles normales synsédimentaires et, localement, par des intrusions magmatiques du type de celles du Haut Atlas et une zone en compression montre des plis syn-sédimentaires.

Le contraste important entre le domaine moyen-atlasique et celui de la Haute et Moyenne Moulouya est particulièrement visible au long de leur limite : l' « Accident sud moyen-atlasique » le long duquel y a une inversion tectonique entre l'ancien sillon subsident atlasique, actuellement en surrection, et l'ancien haut-fond de la Moulouya qui s'affaisse et se fragmente en bassins néogènes et quaternaires.

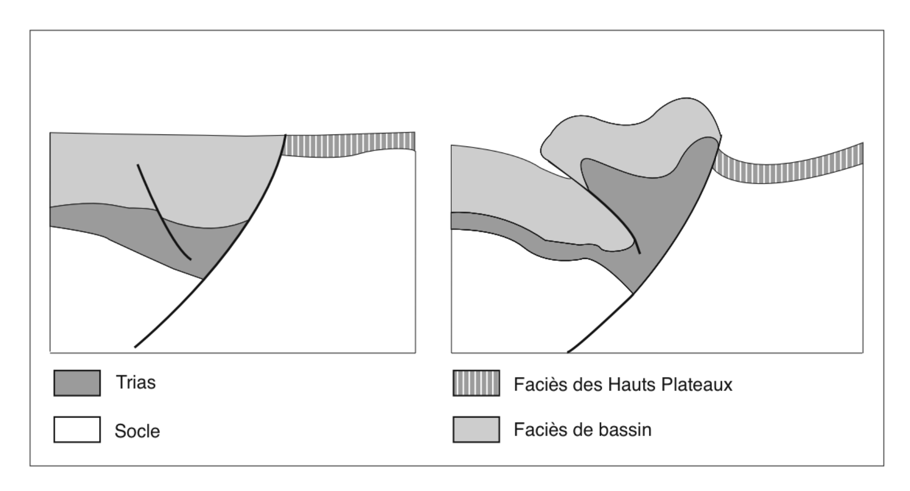


Fig. 54. Représentation schématique de l'inversion tectonique le long de l' « Accident sud-moyen-atlasique »

Ceci est bien démontré par MOREL et al., 1993) et par les LAVILLE et al. (2006, sous presse) à la limite entre le Moyen Atlas et le bassin de Missour (Fig. 54). A partir d'observations d'ordre micotectonique et morphologique, les auteurs montrent que l'inversion tectonique entre l'ancien bassin et la zone des Hauts Plateaux s'est opérée le long d'une zone faillée complexe, l' « Accident sud moyen-atlasique » dont le jeu à la fois inverse et décrochant s'est opéré depuis le Pliocène, le sens des décrochements traduisant l'action d'un raccourcissement NW-SE.

4.4.5. Les données géophysiques

L'exploration géophysique de la croûte marocaine, commencée tardivement, en est encore à ses débuts. Dans le domaine atlasique, les résultats préliminaires de SCHWARZ et WIGGER (1988) concernent une coupe, de Meknès à Erfoud, à travers le Moyen Atlas, la Haute Moulouya et le Haut Atlas. Les mesures effectuées par WIGGER et al. *(*1992) montrent que la croûte atlasique est structurée par des zones alternativement de grandes et de faibles vitesses sismiques.

Une zone à faible vitesse sismique, légèrement pentée au nord, est particulièrement nette à 10 km de profondeur. Par ailleurs, l'existence d'une zone de faible conductivité électrique a été démontrée dans la croûte atlasique (SCHWARZ et al., 1992) ; les modèles théoriques calculés montrent qu'elle se trouve à une profondeur de 10 à 20 km sous l'Atlas et qu'elle est légèrement pentée au nord. Sa forme est listrique et elle devient de plus en plus superficielle vers le sud du Haut Atlas. Il faut remarquer, avec SCHWARZ *et al*. (1992), la corrélation entre ces anomalies, les niveaux à faibles vitesses sismiques et la zone à faible activité sismique.

Les séismes naturels dans le domaine atlasique sont pour la plupart superficiels. Cependant, on note des foyers à 180-200 km de profondeur sous le Haut Atlas central (HATZFELD et FROGNEUX, 1981), alors que la tranche de 30 à 100 km reste asismique, ce qui suggère une anomalie régionale du manteau supérieur. Les profils sismiques indiquent un léger épaississement de la croûte sous le Haut Atlas, qui n'est comparable en rien à une racine sous une chaîne de collision. Cet approfondissement du Moho sous le Haut Atlas est dissymétrique, plus rapide sous la limite nord qu'à la limite sud de la chaîne.

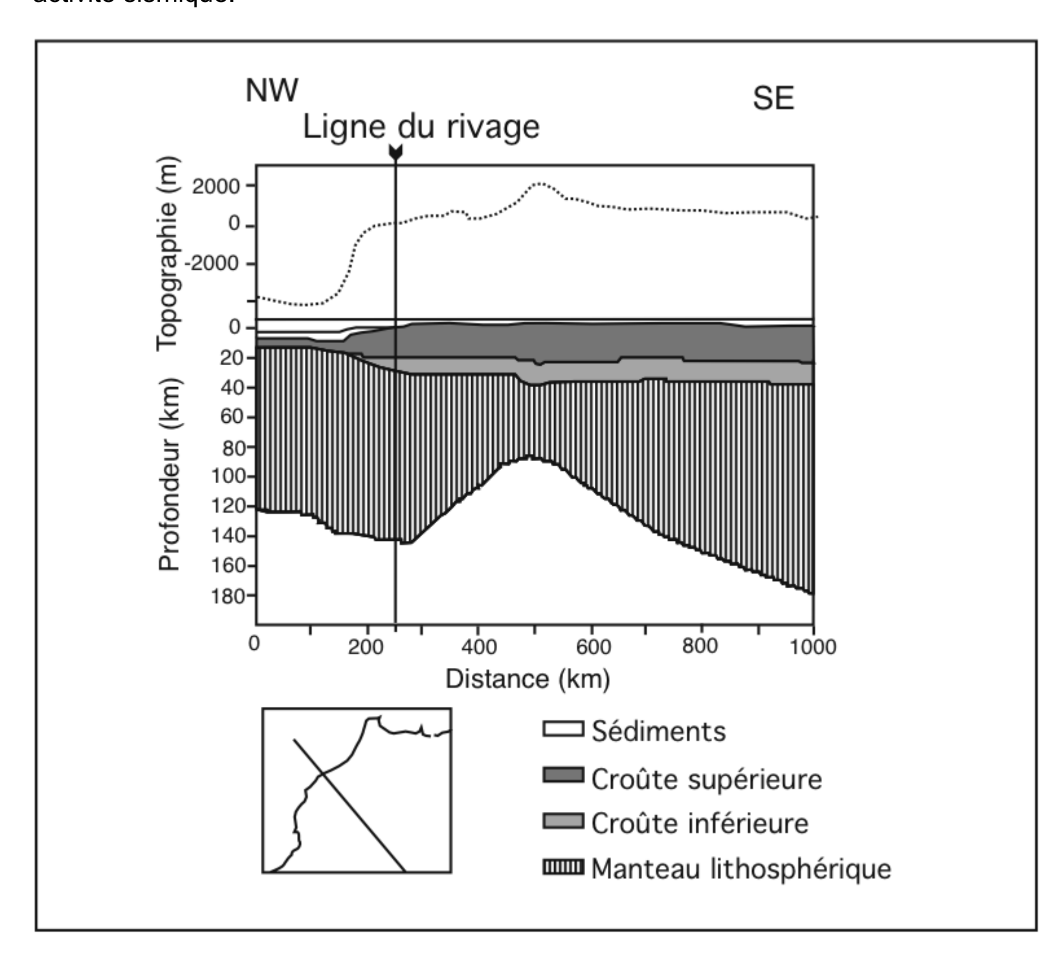


Fig. 55. Epaisseur le la lithosphère sous l'Atlas

Récemment, l'étude a été élargie à l'échelle de la lithosphère atlasique (TEIXELL et al., 2005). On admet à présent que celle-ci subit un amincissement notable, jusqu'à 80 km, sous l'Atlas (Fig. 55). A cet amincissement correspondrait évidemment, outre la surrection de la chaîne, la mise en place des magmas alcalins cénozoïques et quaternaires.

4.4.6. Les modèles tectoniques

Le Haut Atlas est une chaîne où le raccourcissement demeure modéré (Fig. 46). Les interprétations anciennes de la tectonique atlasique rappelées par MICHARD (1976, p. 201 et suiv.), insistent sur le rôle déterminant des failles du socle et sur le découpage de la couverture par rapport à celui-ci, dans une tectonique comparable à celle du Jura.

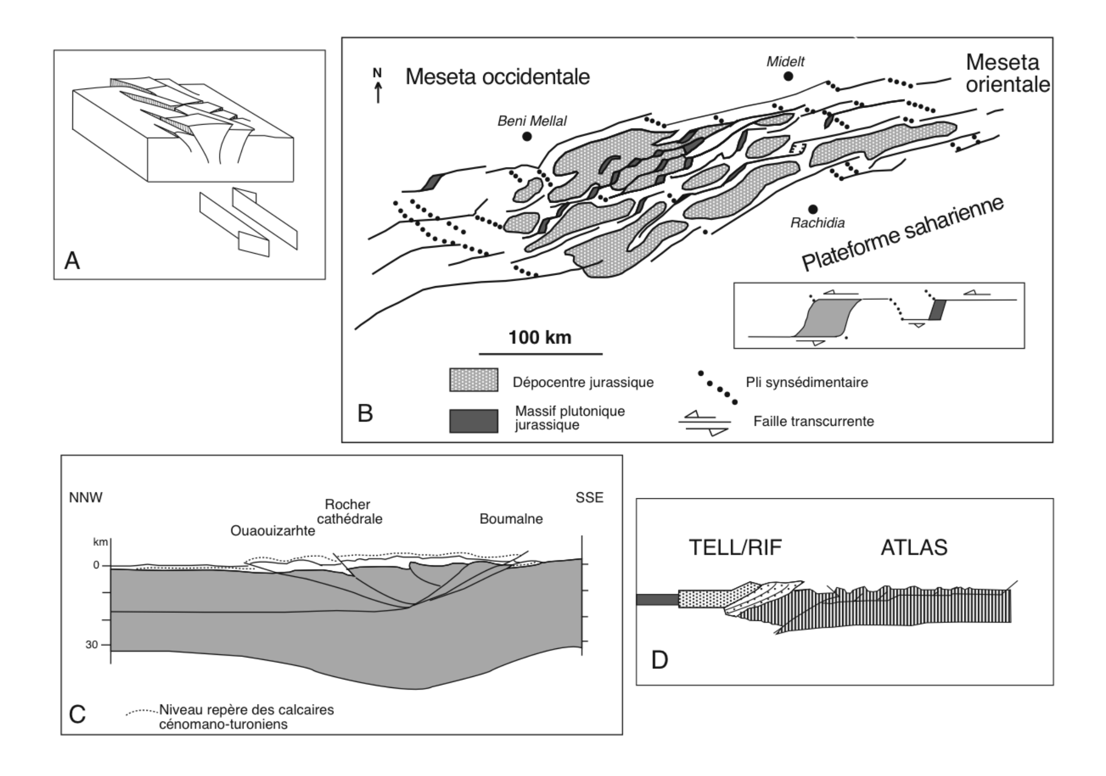


Fig. 56. Modèles tectoniques de l'Atlas
A : Chaîne transpressive
B : Contrôle de la déformation par les structures transtensives sédimentaires (dépocentres et rides en S)
C : Epaississement crustal et présence d'un détachement crustal sous l'ensemble de l'Atlas
D : Présence sous l'Atlas d'un détachement compressif lié à la collision alpine du Rif

Le moteur de la déformation atlasique est à chercher dans le raccourcissement, par failles inverses et décrochements, des terrains du socle paléozoïque. On remarque que "la phase (*s.l.*) jurassico-éocrétacée" a ébauché des plis, au cœur desquels se sont injectés des magmas basiques et alcalins ; ces plis auraient été resserrés au cours de phases plus tardives (oligo-miocène, mio-pliocène, etc..). Les orientations différentes, avec des "axes croisés", sont interprétées comme le résultat de phases successives de plissement avec des compressions orientées NW-SE pour la Phase post-Eocène et N-S après le Miocène.

La synthèse de MATTAUER et al. (1977), légèrement plus récente, explique la chaîne atlasique, depuis l'individualisation des bassins jusqu'à leur déformation, par le jeu de grands décrochements. Au Lias et au Dogger, la distension avec une contrainte régionale majeure verticale est créée par le jeu sénestre de failles comme celle du Tizi n'Test et un « Accident sud moyen-atlasique ». Des bassins s'ouvrent simultanément : la fosse moyen-atlasique et des bassins dont l'ensemble forme la fosse haut-atlasique. A la fin du Jurassique-début du Crétacé, la contrainte maximum s'inverse ; elle devient horizontale et subméridienne et les séries mésozoïques sont déformées à l'intérieur des chaînes moyen- et haut-atlasiques. Un plissement généralisé, post-crétacé, a lieu avec la même contrainte subméridienne. Au cours du Plio-Quaternaire, le Haut Atlas est fortement soulevé.

Sans nier le jeu transcurrent des failles, on peut insister au contraire sur leur composante normale, synsédimentaire, du Trias au Jurassique ; dans cette optique, les rides anticlinales proviennent de horsts synsédimentaires, accentués par effet diapirique, développés au cours d'une transtension sénestre puis affectés ensuite par un serrage en régime transpressif. CHOROWICZ et al. (1982) insistent, à partir d'exemples pris dans diverses régions du Haut Atlas, sur le contrôle de la distension et de la compression par des failles rectilignes. Ces failles, souvent en baïonnettes, délimitent des aires losangiques à fond plat, qui deviendront des synclinaux. Les anticlinaux, localisés le long de ces failles, ne présentent pas de charnières et sont le plus souvent dessinés par des monoclinaux accolés. Ces anticlinaux éjectifs ne sont donc pas des plis, au sens strict du terme, puisqu'ils ne résultent pas d'une flexion. Les failles qui leur donnent naissance sont des failles du socle, servant de voie d'accès aux venues magmatiques jurassiques et aux minéralisations en Pb-Zn.

FROITZHEIM et al. (1988) concilient le coulissement et le mouvement inverse le long des failles de l'Atlas occidental dans un modèle de transpression. C'est ici le Haut Atlas dans son ensemble qui est interprété comme une "structure en fleur" (Fig. 56 A).

Un modèle général de l'évolution de la chaîne a été élaboré par LAVILLE (1988) pour le Haut Atlas, et étendu par la suite au Moyen Atlas (LAVILLE et FEDAN, 1989; BREDE, 1992, etc..). A partir de l'orientation différente : E-W, NW-SE et NE-SW, des structures anticlinales de l'Atlas central, et de la nature synsédimentaire de leur individualisation, LAVILLE bâtit un schéma cohérent et simple, rendant compte de la sédimentation triasico-jurassique, de la mise en place des roches magmatiques et de la nature des déformations jurassiques et plus tardives (Fig. 56 B). Ce schéma s'appuie sur différents modèles analogiques et de nombreuses observations microtectoniques. Les rides N 70-90 E sont interprétées

comme des structures en fleurs positives attestant un jeu sénestre en même temps qu'un raccourcissement le long de cette direction. Les rides NW-SE sont des zones en compression au bout des décrochements sénestres, où s'amortit le déplacement latéral. Les rides NE-SW, enfin, sont des relais distensifs des décrochements E-W, où sont montés des magmas alcalins. L'ensemble de l'Atlas est donc interprété ici comme un socle découpé par des fractures N 70-90 E qui sont activées en décrochements sénestres au Trias et au Jurassique. Deux fractures voisines sont associées par des relais droits et compressifs, ou gauches et distensifs. Les diverses rides anticlinales délimitent des dépocentres losangiques. Les modèles mathématiques construits sur cette base sont cohérents avec les structures observées sur le terrain à toute échelle. En particulier, la rotation locale des contraintes à proximité des centres distensifs et compressifs correspond aux observations réalisées dans les filons magmatiques et les trajectoires des plans de schistosité autour des intrusions. Ce schéma est valable du Toarcien au Bajocien. A partir du Bajocien, la rotation horaire de la direction de raccourcissement induit le transfert du mouvement transcurrent sénestre sur les accidents NE-SW et l'amorce du mouvement inverse sur les failles E-W.

Notons, en opposition avec ce modèle, celui développé par MOREL et al. (2000) qui explique la structuration (et la surrection) atlasique par les raccourcissements néogènes et quaternaires impliquant le socle (Fig. 56 C), et celui de FRIZON de LAMOTTE et al. (2000) qui relie la compression atlasique à celle de la chaîne alpine de Méditerranée occidentale, l'Atlas étant l'avant pays du Rif (Fig. 56 D).

La remarque de TEIXELL et al. (2003) selon laquelle le raccourcissement tectonique du Haut Atlas, déduit de coupes équilibrées, diminue d'est en ouest alors que, en revanche, la topographie s'élève, implique que le raccourcissement crustal ne peut être la cause du soulèvement de la chaîne.

4.4.7. Les modèles géodynamiques

L'évolution géodynamique du Maroc au Mésozoïque est indissociable de celle de l'Atlantique central qui s'ouvre à cette époque, les premiers fonds océaniques de l'Atlantique datant de la fin du Sinémurien (SAHABI et al., 2004). A cette époque, l'Afrique se sépare de l'Amérique du Nord et entame sa dérive vers l'Est séparée de l'Ibérie et de l'Europe par la faille transformante de Terre-Neuve-Gibraltar. Par la suite, au début du Crétacé supérieur, sa séparation de l'Amérique du Sud et sa rotation anti-horaire entraînent son rapprochement, encore actuel, de l'Europe.

Les effets du rifting atlantique, connus dans la marge et les bas plateaux de la Meseta côtière, sont analysés ailleurs. Généralement (voir, par exemple, BEAUCHAMP et al., 1999), l'Atlas est considéré, dans son ensemble, comme un rift inversé par la suite (Fig. 57).

Cependant, la notion de « Rift atlasique » est équivoque :

- ou bien il s'agit d'un rift vrai, orienté ENE-WSW, limité par des failles à jeu essentiellement normal, peut-être branchées en profondeur sur des failles crustales plates (JACOBSHAGEN et al.,1988. WARME, 1988). Les failles N 120 E sont interprétées comme des failles de transfert (BENAMMI et EL KOCHRI, 1998). Dans ce rift, l'extension dure jusqu'au Bathonien voire le Cénozoïque (BEAUCHAMP et al., 1999 ; GOMEZ et al., 2000) ;

- ou bien le seul rifting « vrai » est d'âge Trias supérieur-Lias basal, et il est lié à l'ouverture de l'Atlantique qu'il prépare. L'ouverture jurassique des bassins atlasiques, s'effectue, en revanche, sous le contrôle de failles décrochantes sénestres N 70 E qui déterminent la géométrie des dépocentres et des intrusions plutoniques jurassiques (LAVILLE et al., 2004).

Autrement dit, un premier épisode d'amincissement, décelable dans les couches triasico-liasiques de l'Atlas, avorte dès le début du Lias. Il sera repris, à la fin du Lias, dans le système transformant (et non plus synrift) atlasique. L'amincissement de la croûte atlasique au Trias supérieur explique pourquoi l'ouverture des bassins losangiques atlasiques et, surtout, la montée des magmas alcalins jurassiques, se sont effectuées préférentiellement dans l'axe NE-SW Moyen Atlas-Haut Atlas central.

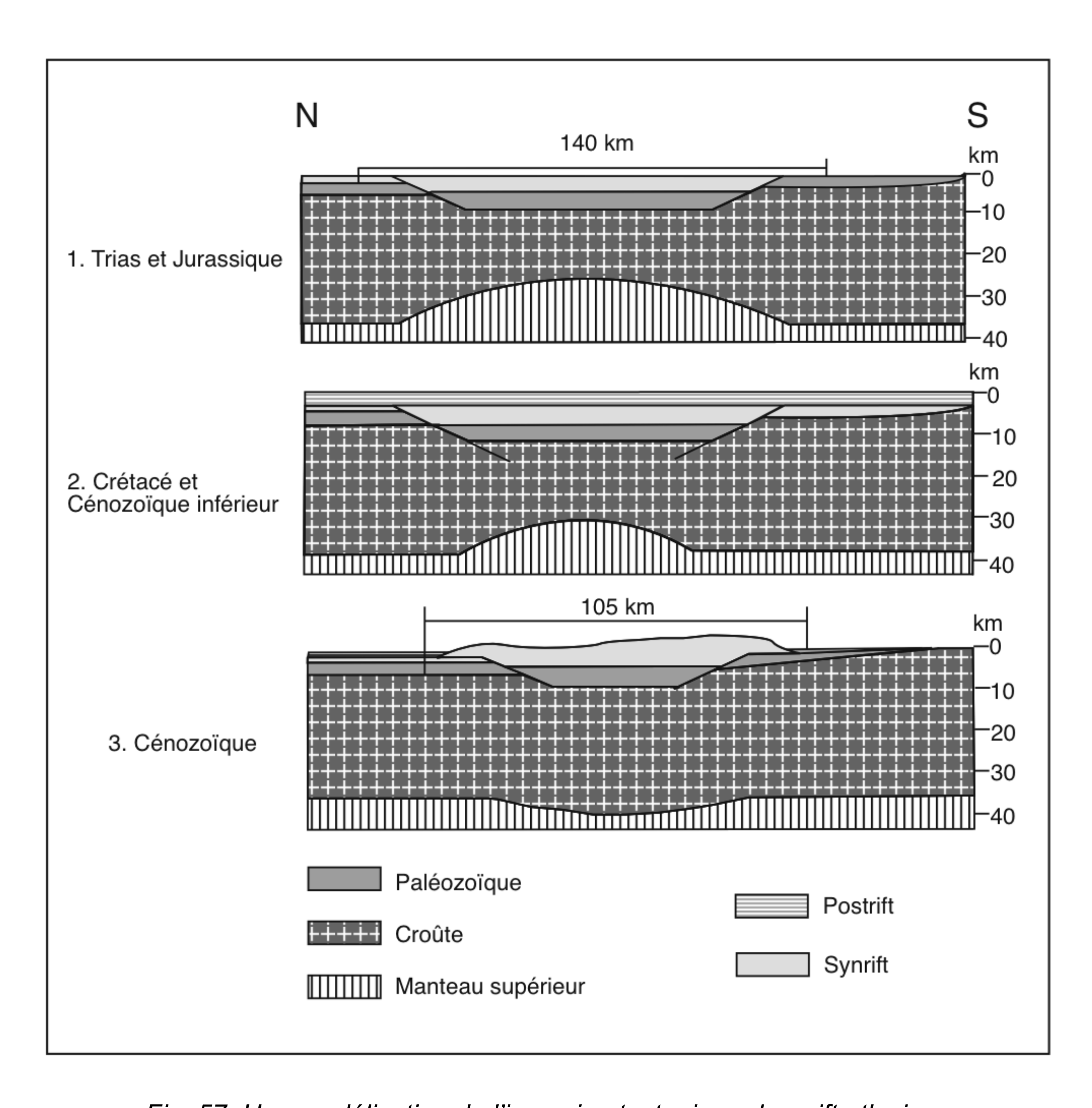


Fig. 57. Une modélisation de l'inversion tectonique du « rift atlasique »

La déformation est, elle aussi, l'objet d'interprétations antagonistes, selon que l'on considère qu'elle est de même âge dans l'ensemble de l'Atlas (axe et bordures) et qu'elle implique le socle comme la couverture dans de grands chevauchements crustaux (par ex. MOREL et al., 2000), ou bien, suivant LAVILLE et al., (2004) que l'on distingue entre une déformation jurassique, localisée dans l'axe de l'Atlas, et des plis et des failles développés plus tard, sur les bordures, en même temps que se produit la surrection de la chaîne. De toute façon, la question essentielle est celle de l'épaississement crustal, faible, et surtout l'amincissement du manteau supérieur sous l'Atlas, dont témoignent, entre autres, un flux thermique (RIMI, 1999) important et la mise en place de magmas alcalins au Cénozoïque.

Finalement, deux conceptions demeurent :

I. la chaîne atlasique est le résultat d'une compression orogénique liée à la collision Afrique-Europe, soit directement, avec un épaississement crustal responsable de sa surrection (MOREL et al., 2000 ; FRIZON de LAMOTTE et al., 2000 etc.), soit indirectement parce qu'une délamination post-collisionnelle est à l'origine de l'amincissement lithosphérique et la surrection qu'il provoque (RAMDANI (1998) ;

2. la déformation atlasique est précoce dans la partie axiale, où elle s'effectue en régime transcurrent (LAVILLE et al., 2004) ; la surrection de la chaîne, plus tardive, résulte de montées mantelliques de type panache, indépendants de la situation de l'Atlas dans le contexte régional et dont témoignerait, aussi, le magmatisme des Canaries et du Massif Central français (ZEYEN et al. 2005).

A RETENIR

Dans le Moyen Atlas comme dans le Haut Atlas, on reconnaît le socle hercynien et sa couverture méso- et cénozoïque mais, à la différence du domaine mésétien, la couverture ici est épaisse et déformée.

1. Le socle

Il affleure au sein de massifs dont le plus important est l'Atlas paléozoïque, au sud de Marrakech. Aussi bien la nature des terrains que les déformations hercyniennes sont comparables à ce que l'on voit plus au nord en Meseta, la seule particularité du massif par rapport à la Meseta étant son soulèvement à une altitude importante par de grandes failles atlasiques.

2. La couverture

Dans l'axe du Haut Atlas, la couverture est représentée par des séries mésozoïques, d'abord des siltites triasico-liasiques littorales, puis des séquences franchement marines déposées dans une série de dépocentres dont l'ensemble constitue le sillon atlasique, bordé au nord et au sud par des flexures faillées. Le sillon se comble à la fin du Bajocien et des couches rouges continentales recouvrent les carbonates liasiques déjà plissés et pénétrés par des roches magmatiques basiques. Toutes ces roches sont recouvertes par les séries marines du Crétacé supérieur, indice de l'altitude basse de l'axe atlasique à cette époque.

Le Cénozoïque et le Quaternaire ne sont pratiquement pas représentés sur l'axe atlasique, mais ils sont restreints à ses bordures. Au sud du Haut Atlas, la répartition des séries détritiques au bord nord du bassin de Ouarzazate enregistre les étapes de la surrection de la chaîne, à partir du Miocène, et la

mise en place de glissements gravitaires à vergence sud.

Le Haut Atlas occidental, avec une épaisseur plus grande et un caractère marin plus marqué des séries traduit sa proximité avec la marge atlantique en voie de constitution.

Le Moyen Atlas présente, jusqu'au Jurassique moyen une évolution comparable à celle du Haut Atlas mais, à son extrémité nord-est, en direction du domaine rifain, le milieu reste marin au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

3. La tectonique atlasique

Il est fondamental de souligner le fait que la déformation des séries de la couverture ne s'effectue pas à la même époque dans l'ensemble de l'Atlas : dans l'axe de la chaîne, et ceci est particulièrement bien démontré dans le Haut Atlas, le plissement, qui s'accompagne de la mise en place des magmas basiques dans des sites en extension locale, est réalisé avant le Bathonien. On montre que les anciens dépocentres évoluent en synclinaux à fond plat, tandis que les rides sédimentaires qui les séparaient deviennent des anticlinaux pincés. L'ensemble est réalisé dans un régime transpressif sénestre le long de failles N 70 E.

A l'issue de la déformation de l'axe atlasique, il ne se produit pas de surrection, puisque la chaîne est recouverte par la transgression crétacée. L'exhaussement débute au Miocène. Il donne lieu au dépôt de matériels détritiques sur les bordures nord et sud de l'Atlas, qui sont ensuite recouverts par des chevauchements divergents, parfois visibles à l'affleurement, parfois aveugles.

Le style du Moyen Atlas est comparable avec, par exemple, l'inversion tectonique démontrée sur sa bordure est, le long de l' »Accident sud moyen-atlasique ».

4. Les données géophysiques et les modèles tectoniques

L'absence d'épaississement crustal important sous l'Atlas montre que le soulèvement ne résulte pas d'un réajustement isostatique habituel dans les chaînes de collision. Par contre, il reste à envisager les conséquences de l'amincissement, jusqu'à 80 km, de la lithosphère sous l'Atlas, qu'accompagne la mise en place de magmas alcalins cénozoïques et quaternaires dont, par exemple, ceux du Siroua.

Les principaux modèles tectoniques concurrents sont fondés : i) ou bien sur une structuration et une surrection atlasique cénozoïque, contrôlées par un épaississement crustal en relation avec l'orogenèse rifaine ; ii) ou bien sur une structuration transpressive mésozoïque suivie d'une surrection miocène, peut-être au droit d'un panache mantellique.

5. LE RIF

5.1. Le découpage structural du Rif

5.1.1. Les zones structurales

On distingue classiquement plusieurs zones structurales dans le Rif, dont chacune trouve son équivalent dans d'autres régions (Bétiques,Tell algérien, etc..) de la chaîne alpine de Méditerranée occidentale. Du nord-est au sud-ouest, ou du nord au sud, ce sont les Zones internes, la zone des Flyschs et les Zones externes (Fig. 58,59).

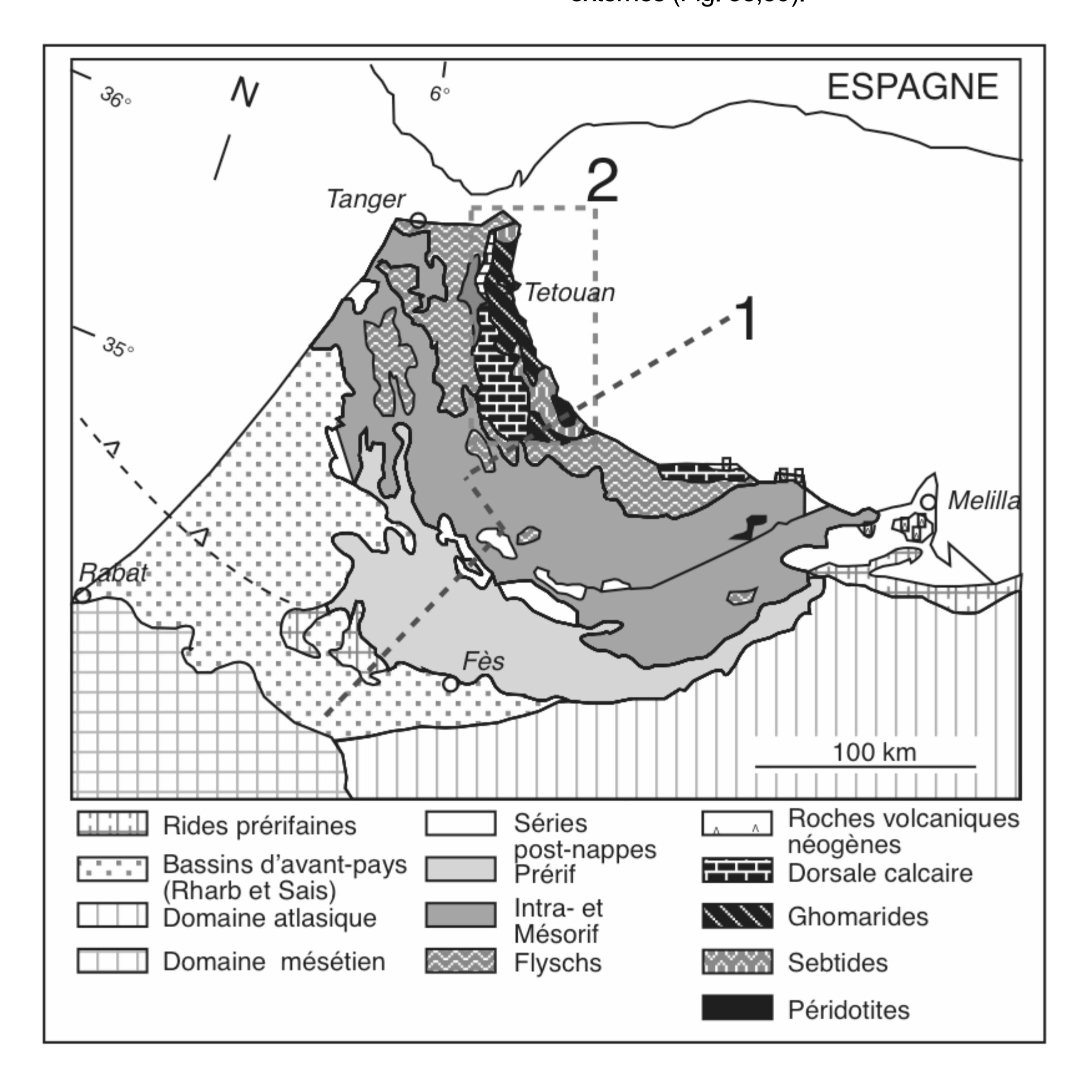


Fig. 58. Carte schématique du Rif

Les Zones internes, qui trouvent leur correspondant dans les Bétiques internes (DURAND-DELGA, 1972) et les Kabylies, sont représentées au Maroc essentiellement dans deux régions, toutes deux sur la côte méditerranéenne : entre Sebta (Ceuta) et Jebha, et dans les Bokkoya. Par leur origine, ces zones sont liées à la plaque (ou au domaine) d'Alboran (CHALOUAN et MICHARD, 2004 et travaux cités), individualisée au Mésozoïque entre l'Afrique et l'Europe. Là où elles sont le mieux développées, elles se composent de plusieurs unités cristallines et sédimentaires. Les première sont les Sebtides qui, affectées par un important métamorphisme alpin, incluent des péridotites mantelliques ; les secondes, Ghomarides et Chaîne calcaire, sont formées de terrains paléozoïques et de leur couverture mésozoïque, plus ou moins décollée.

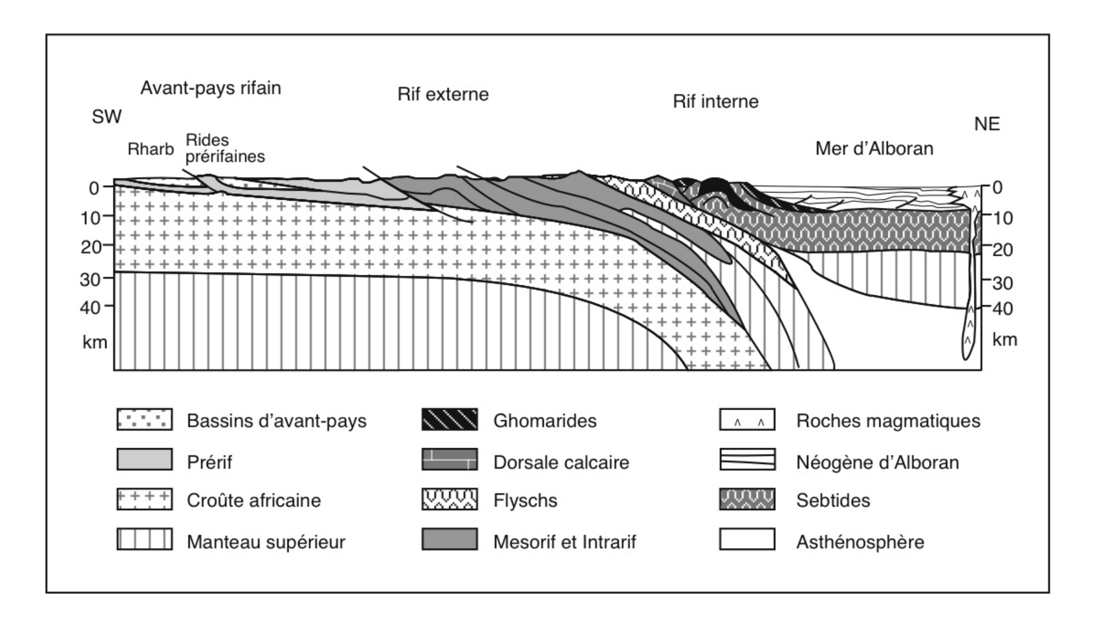


Fig. 59. Coupe dans le Rif

Le Domaine des Flyschs jalonne l'arc rifain à l'ouest et au sud des zones internes. Les unités qui le constituent sont formées de séries sédimentaires détritiques déposées dans un bassin profond, à la marge de la plaque d'Alboran. Comme en Algérie, on distingue des flyschs proximaux (maurétanien) et distaux (massylien), d'âge Crétacé inférieur, Oligocène et Miocène basal, et un flysch numidien en position structurale haute, Aquitanien et Burdigalien basal.

Le Domaine externe correspond à l'ancien sillon externe, établi sur la marge nord-africaine, comblé par d'épaisses séries méso- et cénozoïques. Les paysages, avec des collines basses à substratum marneux, diffèrent profondément de ceux des autres zones du Rif, armées par les calcaires et les barres gréso-schisteuses. Parmi les unités qui constituent ce domaine, certaines sont enracinées et d'autres sont des nappes gravitaires.

5.1.2. Les rapports structuraux entre les zones rifaines

Une part importante de la structuration du Rif est récente, mio-pliocène. Elle se caractérise par un style tectonique très différent de celui des Atlas, avec une vergence extrêmement affirmée vers le sud et l'ouest-sud-ouest (fig. 59), et la mise en place d'un édifice complexe d'unités allochtones. Les Zones internes sont charriées, vers le sud-ouest et le sud, sur les nappes des Flyschs qui reposent elles-mêmes sur les unités externes. La disposition réelle est, bien entendu, plus complexe que cette distinction schématique, chaque domaine étant lui-même divisé en plusieurs unités allochtones, plus ou moins indépendantes les unes des autres. On conçoit les difficultés qu'ont pu représenter leur individualisation et la mise en évidence de leurs relations mutuelles. Une autre sorte de difficultés surgit, d'ailleurs, dans la recherche de la patrie de ces nappes et de la paléogéographie antérieure au serrage. On trouvera dans la littérature les échos des controverses qui ont alimenté, par exemple, la question de l'origine des Flyschs dont un excellent résumé est donné, à l'époque, par MICHARD (1976).

Outre la tectonique tangentielle représentée par la mise en place des diverses nappes rifaines, des accidents transcurrents à jeu sénestre comme ceux de Jebha et du Nekor ont participé de façon importante à la structuration de la chaîne. Leur localisation dans le Rif oriental et central confère à ces parties de la chaîne des caractères différents de ceux du Rif occidental.

5.2. Le Rif interne

De Sebta à Jebha, et de la Méditerranée à Chefchaouen, le Rif interne est constitué de plusieurs zones dont chacune trouve son équivalent dans les Chaînes Bétiques d'Espagne. Ce sont des ensembles d'unités allochtones alpines, empilées les unes sur les autres. Du nord-est au sud-ouest, en première approximation, on rencontre successivement (Fig. 60) :

- les Sebtides : terrains cristallins en unités de moins en moins métamorphiques de la base au sommet. Ce sont les orthogneiss du Monte Hacho (Sebta) et les péridotites de Sebta et des Beni-Bousera ; les gneiss kinzigitiques ; les gneiss et micaschistes de Filali ; les schistes de Federico;
- les Ghomarides : séries surtout paléozoïques, faiblement métamorphiques, avec des restes d'une couverture réduite non métamorphique;
- la Dorsale calcaire : ensemble de terrains calcaires mésozoïques et détritiques cénozoïques, probable couverture diverticulée des Ghomarides.

5.2.1. Les Sebtides

Les unités Sebtides, distribuées autour d’antiformes post-métamorphiques (Beni Mezala et Beni Bousera) comportent, de la base au sommet :

5.2.1.1. Les péridotites des Beni Bousera

Au cœur du massif, les lherzolites rubanées prédominent (KORNPROBST, 1974). Là, elles sont faiblement serpentinisées, mais la serpentinisation est totale, sur une épaisseur parfois pluri-décamétrique, au toit. Des filons leucocrates tardifs, résultat de l'anatexie des roches métamorphiques de l'encaissant, recoupent les structures symmétamorphiques (REUBER et al., 1982).

5.2.1.2. Les gneiss kinzigitiques

Ce sont des gneiss granulitiques à grenats, felspath potassique, sillimanite prismatique, parfois disthène, biotite, cordiérite et graphite, qui forment une zone elliptique de 50 à 200 m d'épaisseur

autour des péridotites. Sur le terrain, les kinzigites sont associées à des roches diverses : pyroxénites, marbre, brèche carbonatée métamorphique à galets de kinzigite, et enfin filons leucocrates tardifs semblables à ceux qui recoupent les péridotites.

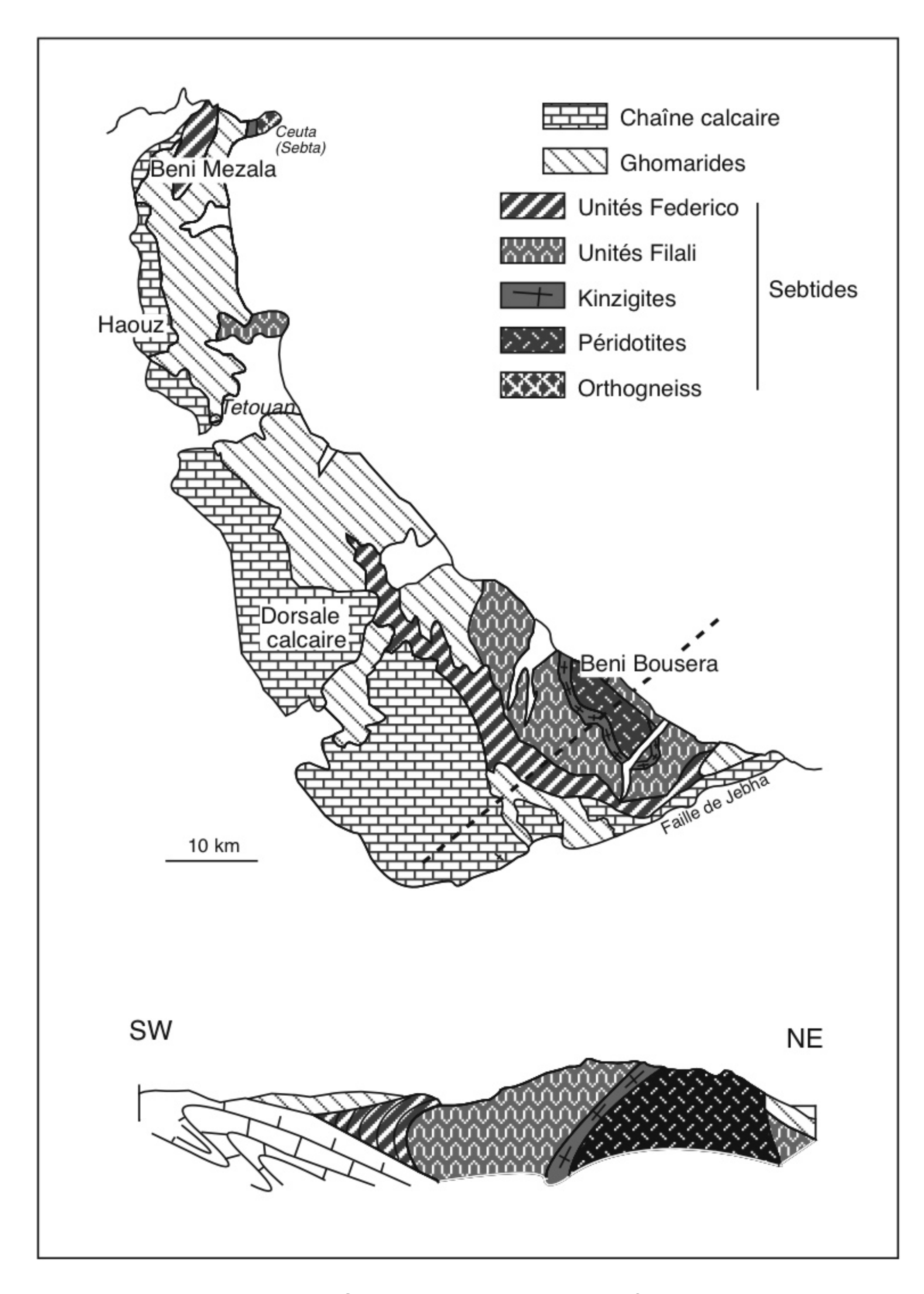


Fig. 60. Carte et coupe dans le Rif interne

5.2.1.3. Les gneiss et micaschistes de Filali

Ce sont surtout des gneiss. A leur base, ils contiennent des niveaux de migmatites. Disséminés dans la série se trouvent aussi des niveaux de leptynites et des enclaves basiques (pyroxénites et amphibolites). A leur sommet, ils passent progressivement aux micaschistes à grenat, disthène et sillimanite. Les Bétiques d'Espagne, strict équivalent de la chaîne rifaine, contiennent, dans leur partie orientale, des antiformes qui portent à l'affleurement, sous les Alpujarrides (= Sebtides), les Unités Nevado-Filabrides, témoins d'une ancienne croûte océanique ou transitionnelle.

5.2.1.4. Les unités de Federico

Elles se composent de roches argilitiques et de quartzites métamorphiques, d'âge permo-triasique, et de carbonates du Trias moyen, eux aussi métamorphisés.

5.2.1.5. Vue d'ensemble sur le métamorphisme et la déformation des unités Sebtides

Les structures et les paragenèses des Sebtides témoignent d'un métamorphisme alpin polyphasé dont les épisodes successifs sont résumés par CHALOUAN et MICHARD (2004) d'après les datations et les travaux disponibles. Le chemin du métamorphisme qui a affecté les unités crustales de Beni Bousera et Filali montre une évolution rétrograde depuis des conditions sévères atteignant 1,5 à 1,8 Gpa et environ 800°C dans les granulites d'Ichendirene jusqu'à 0,6 Ppa et 400°C. Dans le détail, cette évolution correspond à une exhumation isotherme, suivie d'une décroissance de la température. Les datations isotopiques suggèrent un âge Miocène inférieur (22-19 Ma) pour cette évolution.

L'unité la plus profonde des nappes permo-triasiques de Beni Mezala, dans la région de Ceuta (Sebta), se distingue en montrant, avant cette évolution, une phase d'accroissement de la pression, qui aurait pu s'effectuer de 44 à 27 Ma, conduisant aux faciès de Schistes bleus et d'éclogites (BOUYBAOUENE et al., 1995). Faut-il, pour autant, considérer que ce métamorphisme HP-BT « ancien » a affecté aussi le reste des Sebtides, où il aurait été masqué ultérieurement par l'épisode HT-BP à environ 27 Ma ?

Quoi qu'il en soit, le métamorphisme majeur est contemporain de l'individualisation d'une foliation accompagnée de linéations d'étirement NNE-SSW qui traduisent le chevauchement ductile vers le nord. Puis viennent des épisodes de crénulation réalisés durant l'exhumation du bâti, et enfin, une structuration extensive qui s'effectue à basse pression et à température décroissante.

5.2.2. Les Ghomarides

Les Ghomarides correspondent aux Malaguides des Cordillères bétiques et elles ont aussi leur équivalent dans le socle kabyle. Elles sont composées de trois nappes alpines : Aakaïli, Koudiat-Tiziane et Beni-Hozmar, empilées dans cet ordre. La majeure partie de leur matériel est constitué de roches paléozoïques et, même si leur individualisation est surtout alpine, leur déformation interne est surtout hercynienne (CHALOUAN et MICHARD, 1990).

5.2.2.1. Le matériel (Fig. 61)

a- Paléozoïque inférieur et moyen

La Nappe d'Aakaïli, épaisse de 800 à 900 m, est divisée en quatre ensembles lithologiques, de la base au sommet :

- une série terrigène de faible profondeur, à sédiments fins, schisto-gréseux, et grossiers, conglomératiques. Des calcaires apparaissent au sommet.

Cet ensemble représente vraisemblablement l'Ordovicien supérieur et la base du Silurien;

- des roches détritiques immatures : grauwackes et arénites, disposées en séquences turbiditiques dans lesquelles s'intercalent des sédiments hémipélagiques (lydiennes) et des calcaires pélagiques à orthocères et crinoïdes;
- un niveau de 20 m d'épaisseur, constitué par une "trilogie" : spilites en coussins-lydiennes-calcaires micritiques;
- un flysch carbonaté épais (500-600 m) : les "calizas alabeadas". Les séquences turbiditiques complètes, l'absence de conglomérats, etc. montrent qu'il s'agit d'un ensemble turbiditique proximal à intermédiaire. Les paléocourants sont orientés du sud vers le nord. L'âge de cette série n'est pas exactement délimité, mais on sait que le Famennien y est représenté.

La Nappe de Koudiat-Tiziane présente des faciès comparables à ceux de la Nappe d'Aakaïli. Le quatrième ensemble y a une épaisseur d'au moins 600 m ; c'est, ici aussi, une turbidite proximale à intermédiaire. Sa base est datée du Lochkovien par des graptolites. La rareté des niveaux carbonatés, remplacés par des lydiennes, suggère un milieu de dépôt au-dessous ou à la limite de compensation des carbonates.

La Nappe de Beni-Hozmar est formée de terrains contemporains de ceux des deux unités précédentes. Les faciès sont comparables, bien que plus riches en calcaires pélagiques à tentaculites.

Aux trois nappes classiquement décrites dans les Ghomarides, on associe les deux klippes tectoniques de Talembote et des Bokkoya posées sur la Dorsale calcaire. La différence importante avec les autres unités, avec lesquelles elles présentent cependant beaucoup d'analogies, est la présence, au Dévonien, de calcaires récifaux de plate-forme, jamais rencontrés ailleurs dans les Ghomarides.

Les faciès sédimentaires et leur disposition dans les unités allochtones alpines permettent la reconstitution de la paléogéographie au Paléozoïque inférieur et moyen. Toutes ces unités présentent un faciès semblable à l'Ordovicien supérieur (?) et au début du Silurien, indiquant une mer épicontinentale alimentée en détritiques depuis le sud. Les apports sont généralement fins, mais des décharges conglomératiques indiquent des mouvements tectoniques dans les zones d'apport. Au Silurien moyen et supérieur, un bassin est créé à l'emplacement de la plate-forme et il entame une évolution marquée par une succession de phases de subsidence où se déposent des séries turbiditiques, et d'épisodes de comblement marqués par le dépôt de sédiments pélagiques.

Au Dévonien, on distingue trois faciès caractéristiques de trois zones, du sud vers le nord : 1) des dépôts intertidaux récifaux et néritiques à Talembote et dans les Bokkoya ; 2) des dépôts pélagiques de talus, à sédimentation condensée dans la Nappe de Beni-Hozmar ; 3) des dépôts de bassin profond, plus proximaux dans l'unité de Koudiat-Tiziane que dans celle d'Aakaïli. Ce bassin profond était établi sur une croûte vraisemblablement amincie. Son existence est attestée localement jusqu'au Famennien. La Phase fini-dévonienne (voir plus bas) est la cause d'un arrêt de la sédimentation, qui ne reprendra qu'au Viséen supérieur.

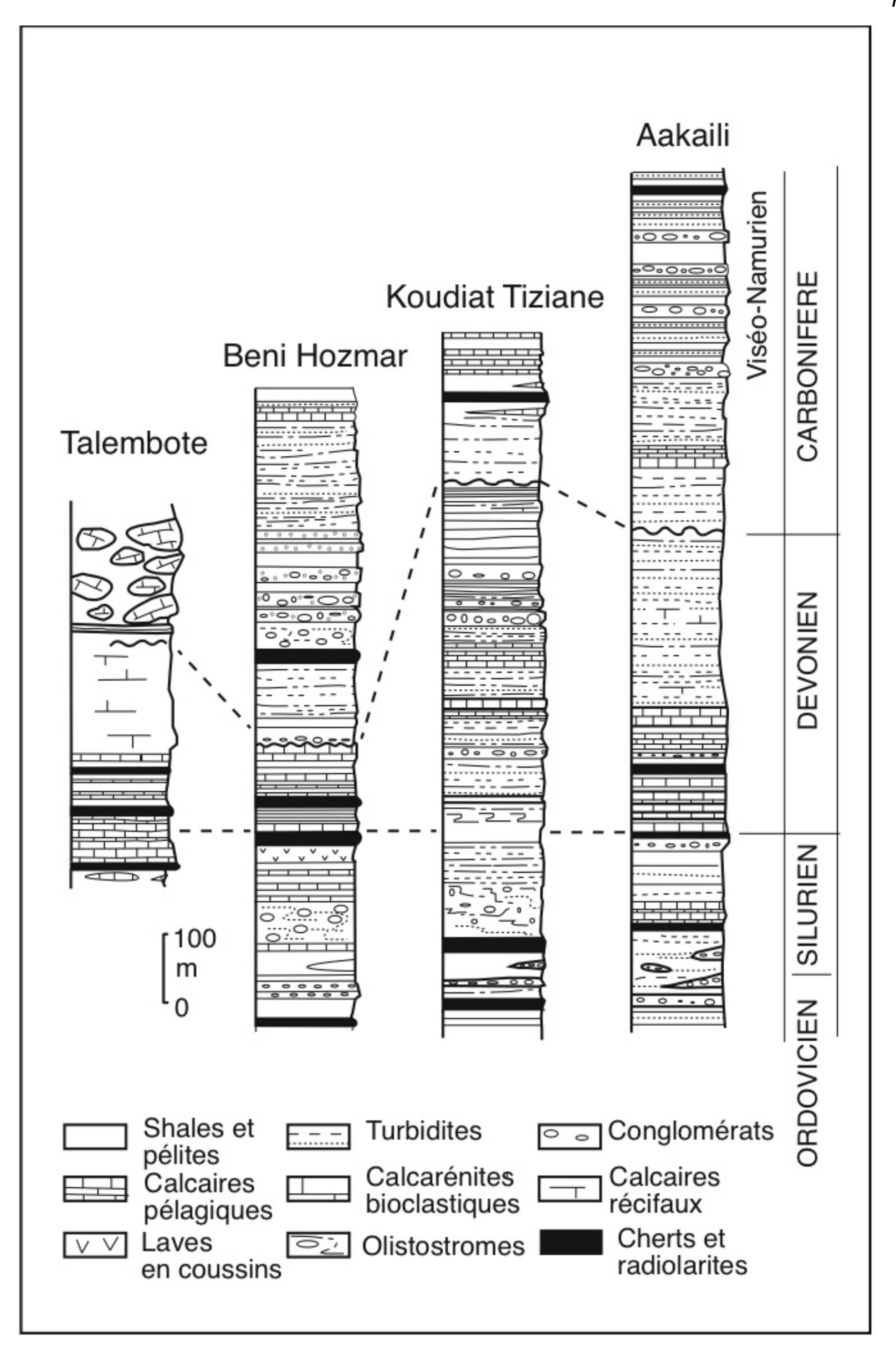


Fig. 61. Colonnes lithostratigraphiques des unités Ghomarides

b- Carbonifère

La série du Paléozoïque inférieur et moyen est recouverte, en discordance angulaire, par une série turbiditique épaisse de 700 à 800 m qui contient des faunes du Viséen supérieur-Namurien inférieur. Comme celle du Dévonien, la paléogéographie au Carbonifère est organisée selon une répartition méridienne des faciès. Le milieu est très proximal au sud, dans l'aire de dépôt des unités de Beni-Hozmar et de Talembote; vers le nord, c'est-à-dire dans la zone de dépôt de l'unité de Koudiat-Tiziane et, plus encore, celle d'Aakaïli, les séquences sont plus distales. C'est donc du sud vers le nord que le bassin s'approfondissait.

c- Trias et niveaux sédimentaires plus récents

Une série triasique peu épaisse repose en discordance sur les terrains paléozoïques plissés. Ce sont des séquences fluviatiles détritiques et grossières et des dolomies qui, à leur sommet, représentent le Carnien. Elles contiennent parfois des coulées volcaniques, spilites et quartz-kératophyres alcalins. Leur sédimentation accompagne une tectonique distensive. Au sommet, elles passent à des dolomies du Trias supérieur, à faciès austro-alpin, puis à des calcaires liasiques et localement à des calcaires à nummulites de l'Eocène.

Une série transgressive "oligo-miocène", comparable à la "série oligo-miocène kabyle", scelle les contacts entre les nappes ghomarides et remanie à la fois le matériel de ces nappes et des micaschistes semblables à ceux des Sebtides (FEINBERG et al., 1990b). La discordance de ces terrains détritiques, où l'Oligocène supérieur est représenté, sur ceux des nappes internes, où le métamorphisme est daté à environ 25 Ma, implique une remontée et une érosion très rapides des terrains cristallins du Rif interne à l'Oligocène supérieur, après leur structuration majeure et l'empilement des nappes.

Par la suite, les nappes internes et leur couverture oligo-miocène sont recouvertes par des éléments allochtones comme le lambeau numidien du jbel Zem-Zem.

5.2.2.2. La déformation hercynienne

-a. La déformation éo-varisque

Les plis fondamentaux P1 sont isoclinaux. Ils sont orientés N 30 E, avec un déversement à l'WNW. La schistosité de plan axial, subparallèle aux flancs, est ordinairement peu pentée ; elle s'accompagne d'une linéation d'étirement orientée N 10-20 E. Ces structures initiales sont reprises par des plis P2, toujours déversés au NW, accompagnés par une crénulation S2 symmétamorphique et une seconde linéation NE-SW. Des cisaillements se développent, avec une vergence vers le NNE. La Nappe d'Aakaïli est une tranche de terrains suffisamment épaisse pour que l'on puisse y reconnaitre un gradient de déformation et de métamorphisme croissant en profondeur, vers la base de la nappe : dans cette direction, les plis P1 et surtout P2 sont de plus en plus fermés, la schistosité est de plus en plus pénétrative, et les cisaillements plus ductiles. A l'époque de cette déformation, la base de cette nappe est affectée par un décollement ductile. Il semble donc que le découpage alpin qui a individualisé l'unité d'Aakaïli n'a fait que réutiliser, en conditions moins métamorphiques, une structure hercynienne.

L'âge de cette déformation symmétamorphique est compris entre le Famennien, dernier terrain affecté, et le Viséen supérieur dont les terrains, discordants, ne sont pas affectés par ce métamorphisme épizonal. La fourchette

peut d'ailleurs être resserrée par la comparaison avec la Kabylie et les Malaguides, où des terrains du Tournaisien supérieur sont discordants. Aussi, l'âge de la déformation est fixé au Dévonien terminal. C'est la "Phase éo-varisque", ou hercynienne précoce.

-b. La déformation tardi-varisque

Elle est la seule à affecter les séries carbonifères. Par contre, elle se superpose aux plis P1 et P2 dans les terrains siluro-dévoniens. Les plis P3 qui se développent alors, plus ou moins ouverts et isopaques, sont orientés NW-SE (E-W dans les Bokkoya) avec un déversement variable. Ils sont accompagnés par une schistosité fruste et un métamorphisme tout au plus anchizonal. Leur âge est antérieur au Trias. Bien que le Permien ne soit pas représenté ici, on considère que cette déformation est anté-permienne, d'âge Carbonifère supérieur.

5.2.2.3. Les événements alpins

Les déformations alpines seront évoquées plus loin. Signalons seulement ici qu'elles comprennent des épisodes distensifs et compressifs parmi lesquels on peut distinguer :

- une distension triasique NNE-SSW à E-W, marquée par le jeu de failles synsédimentaires et le dépôt de brèches intraformationnelles;
- un stade globalement compressif, mais comprenant quelques distensions localement exprimées, de l'Eo-Oligocène avec la mise en place des nappes alpines jusqu'aux plissements, charriages et décrochements miocènes. Le stade de mise en place des nappes ghomarides a consisté d'abord en leur empilement en 4 nappes puis à leur charriage sur les Sebtides. Ceci est attesté par le métamorphisme alpin enregistré surtout à la base de ces nappes. Ainsi, des datations isotopiques effectuées révèlent que la base que la base de la nappe ghomaride inférieure (nappe d'Aakaïli), en contact direct avec les Sebtides, a subi un métamorphisme ayant atteint le faciès schiste vert à –25 Ma, en même temps que se développait le métamorphisme des Sebtides (MICHARD et al., 1983 ; CHALOUAN et al., 2001 ; CHALOUAN et al., 2003). Les nappes ghomarides supérieures ont été très peu touchées par ce métamorphisme. Les âges K/Ar obtenus sur ces nappes croissent en s'éloignant du contact Ghomarides/Sebtides. Dans l'une des nappes ghomarides supérieures (nappe de Beni Hozmar) un âge de 259 ± 5Ma est obtenu. Ceci implique que les nappes ghomarides sont mises en place sur les Sebtides pendant que ces dernières étaient encore chaudes.
- une distension récente, liée à l'effondrement de la mer d'Alboran.

5.2.3. Vue d'ensemble sur les Sebtides et les Ghomarides

Dans les Sebtides et les Ghomarides, les effets respectifs des orogenèses hercynienne et alpine ont été distingués. Ici et là, on est capable d'assigner avec certitude telle ou telle structure à l'une ou à l'autre de ces orogenèses. Ceci est surtout vrai pour les Ghomarides, où l'évolution métamorphique n'a jamais été suffisante pour empêcher les datations paléontologiques ou les corrélations lithostratigraphiques, ni pour obscurcir les relations entre les divers ensembles. Pour les domaines plus métamorphiques des Sebtides, la distinction entre les mouvements hercyniens et alpins est souvent délicate. Les points généralement admis sont les suivants :

i. Il existe une déformation hercynienne polyphasée dans toutes les nappes ghomarides (et dans certaines unités

sebtides supérieures : BOUYBAOUENE et al. 1998) ;

ii. Ces structures hercyniennes sont reprises par des déformations et un métamorphisme alpin. Les déformations alpines sont peu pénétratives dans les Ghomarides et symmétamorphiques dans les unités Federico;

iii. Dans les Sebtides internes, ou inférieures : l'unité de Filali, les gneiss kinzigitiques et les péridotites de Beni-Bousera, on met en évidence des déformations superposées, et l'existence de structures hercyniennes reprises à l'Alpin est très probable. En fait, des datations radiométriques effectuées sur les Sebtides inférieures et leur équivalent bétique, les Alpujarrides, ont fourni des âges anciens, hercyniens. Ainsi, les orthogneiss de Sebta et ceux de Torrox dans les Alpujarrides livrent des âges voisins de 290 Ma, les derniers obtenus à partir d'analyses U-Pb de zircons isolés (microsonde ionique : ZECK et WHITEHOUSE, 1999). Dans les kinzigites de Beni Bousera, des datations par U-Th-Pb de grains de monazite ont livré des âges de 294 ± 29 Ma (MONTEL et al., 2000). Les âges isotopiques à 20-25 Ma fournis par ces roches méta-morphiques suggéreraient, à ne considérer qu'eux, une structuration alpine tardive.

On aboutit ainsi au schéma suivant : le socle du Rif interne est celui du Bloc d'Alboran (lui-même prolongé dans les Bétiques, Kabylies, Calabre, etc.. actuelles). Au Maroc, ce noyau hercynien se trouve à l'affleurement dans les Ghomarides où il est encore reconnaissable malgré le découpage par des nappes alpines. En revanche, en dehors des Ghomarides, dans les plus profondes des Sebtides, l'empreinte alpine est déterminante et elle masque les événements plus anciens ; le stade d'amincissement crustal au cours duquel les péridotites sont dénudées est une ouverture téthysienne. Les épaississements tectoniques contemporains du méta-morphisme des Sebtides sont alpins et ils correspondent, à la fin de l'Oligocène, à l'individualisation et la mise en place des nappes. Enfin, le stade distensif tardif serait à relier à la relaxation récente d'où est issue, en particulier, la mer d'Alboran.

5.2.4. La Chaîne calcaire

Cet ensemble est situé, structuralement, entre les unités métamorphiques du Rif interne et en particulier les Ghomarides, et le domaine des Nappes des Flyschs. Il est lui-même débité en écailles à vergence externe au sud de Tetouan et à vergence interne au nord. On y distingue trois segments, séparés par des accidents transverses, qui possèdent de grandes similitudes tant au point de vue de leur colonne stratigraphique que de leur style tectonique : la Dorsale, entre Tetouan et l'accident de Jebha ; le Haouz, entre Tetouan et le jbel Moussa, dans le Détroit de Gibraltar ; les Bokkoya, à l'ouest d'Al Hoceima. Après les observations fondamentales de FALLOT (1937), de nombreux travaux ont été consacrés à cette zone ; les plus notables seront mentionnés plus bas.

5.2.4.1. La colonne sédimentaire

a. La Dorsale calcaire

Sur la base de différences entre les faciès sédimentaires contemporains, on distingue des unités internes, à séries condensées, et des unités externes.

+ Dans la Dorsale interne, on prendra comme exemple l'Unité de Hafat Ferkenich, épaisse au maximum de quelques dizaines de mètres ; elle se compose, selon EL KADIRI et al. (1992), de :

- dolomies bréchiques du Trias supérieur ;

- calcaires massifs blancs du Lias inférieur (jusqu'au Sinémurien supérieur) karstifiés à leur sommet;
- calcaires ferrugineux de type Ammonitico rosso à nombreuses ammonites (*Protogrammoceras*, *Arieticeras*, *Lioceratoïdes*, *Hildoceras*, *Calliphylloceras*, etc.. représentant l'intervalle Domérien inférieur-Toarcien. On note la lacune presque générale du Carixien et du Domérien supérieur, périodes d'émersion et de karstification;
- calcaires massifs du Tithonique inférieur, calcaires lités à calpionelles du Tithonique supérieur et du Berriasien, radiolarites et faciès ammonitico rosso du Malm, en remplissage des poches des paléokarsts creusé dans les séries sous-jacentes;
- marnes rouges et vertes à *Globotruncana* du Crétacé supérieur, en discordance de ravinement sur les termes inférieurs.

+ Dans la Dorsale externe (Hafat Nator, jbel Lakrâa, etc..), la succession est la suivante, de la base au sommet :
- 100 à 300 m de dolomies massives à stromatolites passant vers le haut à des alternances calcaréo-dolomitiques à forte teneur argileuse, en même temps que le milieu devient infratidal. L'âge, déterminé par *Chlamys* (*Praechlamys*) *transdanubialis* et *Rhaetavicula contorta*, est carnien et rhétien ;
- 20 à 60 m de calcaires massifs de l'Hettangien au Sinémurien *p.p. ;*
- 10 à 20 m de calcaires noduleux ou bréchiques à *Arnioceras* du Lotharingien
- 20 à 60 m de calcaires à silex du Pliensbachien, contenant des brèches intraformationnelles grossières et des turbdites calcaires. Ils contiennent *Arieticeras* et de nombreux brachiopodes (*Rhynchonellina, Scalpellirhynchia,* etc.) ;
- 5 à 30 m de marnes siliceuses, parfois bitumineuses à *Posidonia alpina* du Toarcien moyen-supérieur ;
-1 m de radiolarites à nodules calcaires. Dans le jbel Lakrâa, ce niveau représente le Dogger et le Malm jusqu'au Kimmeridgien supérieur-Tithonique inférieur;
- olistostrome d'âge Crétacé inférieur, ravinant les radiolarites.

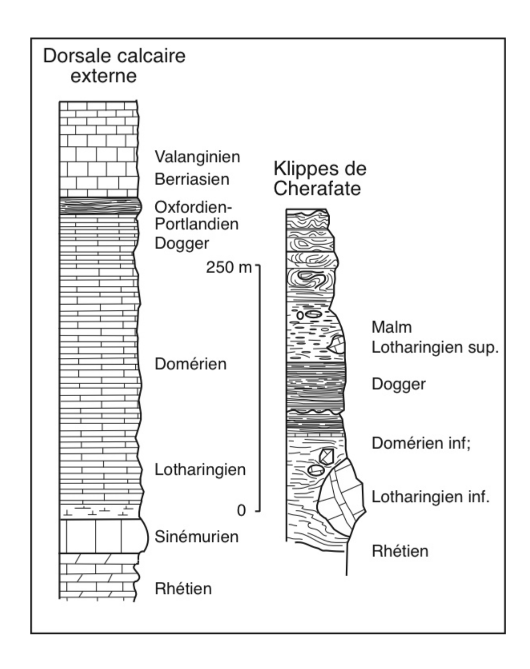


Fig. 62. Colonnes dans la Dorsale externe

+ Au sud-est de la Dorsale calcaire proprement dite, DE WEVER et al. (1985) reprennent des travaux antérieurs dans la région de Chrafate, située à proximité de la Dorsale et chevauchée par elle (Fig. 62). Cette "zone prédorsalienne" (DIDON et al., 1973), en position structurale intermédiaire entre la Dorsale calcaire et les nappes de flyschs, est caractérisée par des klippes sédimentaires parfois de très grande taille. La colonne stratigraphique prédorsalienne rappelle celle de la Dorsale, mais le caractère le plus frappant de cette série est la présence de blocs glissés et d'autres indices de resédimentation dans divers niveaux

stratigraphiques : Domérien, Dogger, Malm, Albien, Sénonien inférieur, Tertiaire (Oligocène-Burdigalien). La constance de cette fragmentation sédimentaire est mise au compte de la dislocation répétée, depuis le Lias moyen, de la marge méridionale de la Dorsale calcaire externe, avec l'individualisation de blocs basculés et le jeu de failles normales listriques au pied desquelles s'accumulent les blocs exotiques glissés, à chaque fois recouverts par les niveaux sédimentaires pélagiques sus-jacents.

On voit que les colonnes stratigraphiques des segments interne et externe de la Dorsale calcaire se distinguent par des caractères importants:

- les épisodes d'émersion et de karstification présents seulement dans la Dorsale interne;
- le développement des brèches et des autres faciès particuliers : ammonitico rosso, radiolarites, etc.. , plus précoce dans la Dorsale externe. On verra plus bas les conséquences qu'en tirent les auteurs.

b. Les coupes du Haouz, autrefois décrites par RAOULT (1966), ont été reprises par la suite par EL HATIMI et al. (1991) qui introduisent une simplification dans le tableau quelque peu compliqué fourni par les travaux antérieurs, en distinguant les unités occidentales et orientales. Les premières sont d'origine externe. Leur colonne est constituée, de la base au sommet, par :

- dolomies à stromatolites, intertidales à supratidales, du Trias supérieur. Leur épaisseur, considérable, est comprise entre 900 et 1 500 m ;
- marno-calcaires du Carnien, à fentes de dessication ;
- alternances calcaréo-dolomitiques du Rhétien, à faciès de récifs et d'arrière-récifs ;
- calcaires et dolomies massives de l'Hettangien ;
- calcaires lités à silex, représentant le Lias moyen, montrant des faciès de pente et de bas de pente. Ils passent à des faciès d'Ammonitico rosso (calcaires noduleux rouges) ;
- marno-calcaires du Toarcien ;
- une série condensée (60 à 80 m d'épaisseur) à Ammonitico rosso, calcaires à filaments et radiolarites, représentant les étages du Jurassique moyen au Crétacé inférieur ;
- après un Crétacé supérieur et un Paléocène peu représentés, la série transgressive de l'Eocène moyen à l'Oligocène comporte des conglomérats, des arénites et des marnes à blocs.

Les unités orientales, internes, montrent une succession peu différente, à ceci près que le Permien-Trias inférieur (?) est représenté, avec des faciès détritiques, et que les niveaux condensés apparaissent plus tard dans la série.

Dans toutes les unités du Haouz, de nombreux indices tels que paléofailles normales, plis synsédimentaires de glissement, variations d'épaisseur, discordances progressives, etc.. montrent l'intervention d'une tectonique distensive dès le Lias inférieur-moyen dans les zones externes, un peu plus tard dans les zones internes.

c. Les Bokkoya

Dans les Bokkoya (MEGARD, 1969), la colonne stratigraphique montre des similitudes importantes avec celles de la Dorsale calcaire, suffisantes pour que l'on considère que ce segment correspond au prolongement de la Dorsale, actuellement disloqué. L'unité structurale la plus basse est composée de grès et de marnes, avec des lits mais aussi des blocs calcaires dont les âges stratigraphiques correspondent à l'Eocène moyen-supérieur et à l'Oligocène supérieur, voire au Miocène. Au-dessus,

la nappe du J. Busicur est constituée de:

- dolomies triasiques épaisses d'au moins 300 m ;
- calcaires, dolomies et marnes du Rhétien à *Avicula* (50 m) ;
- calcaire à silex et calcaires à filaments du Lias inférieur (à *Lituosepta* sp.) au Malm (?) : 300-400 m ;
- radiolarites, marnes et microbrèches du Tithonique (50 m) ;
- calcaires et microbrèches du Paléocène à *Microcodium* et de l'Eocène inférieur à nummulites, milioles, etc.. (50 m) ;
- marnes et microbrèches de l'Eocène moyen-supérieur.

La nappe du jbel Amekran, structuralement plus haute, se distingue par la présence de fonds durcis post-Lias inférieur, l'absence de nombreux niveaux sédimentaires, incluant parfois tout le Jurassique et le Crétacé, et des faciès transgressifs, parfois conglomératiques, de l'Eocène inférieur et moyen.

Plus récemment, MOUHSSINE et al. (1990) décrivent, au-dessus de calcaires à silex rapportés au Sinémurien, un ensemble détritique épais de plusieurs centaines de mètres où, de la base au sommet, des mégabrèches passent à des mégaturbidites puis à des calciturbidites et des pélagites. La séquence résulte d'éboulements au pied de falaises (mégabrèches), relayés par des mégacourants de turbidité ou des écoulements granulaires (mégaturbidites) et, enfin, des courants de turbidité de faible densité (calciturbidites). Elle est interprétée comme une séquence synrift, déposée dans des hémigrabens individualisés au cours du rifting liasique.

d. La Chaîne calcaire au Mésozoïque

L'opposition entre les séries sédimentaires mésozoïques des domaines interne et externe de la Chaîne calcaire s'explique par une position haute du domaine interne, soumis à des épisodes de surrection successifs marqués chacun par une karstification. A cette époque, la partie externe est au contraire un domaine effondré par des failles normales, où les séries sédimentaires s'organisent en fonction des blocs basculés. On se trouverait à la bordure occidentale du Bloc crustal (ou microplaque) d'Alboran, dont la Dorsale externe représenterait la marge occidentale. Dans la Chaîne calcaire s'inscrivent donc les stades successifs de la constitution d'une marge passive, plus ou moins directement liée à l'océan liguro-piémontais et à la marge transformante nord-africaine. On y reviendra.

5.2.4.2. La déformation

-a. Les nappes de la Dorsale

Depuis FALLOT (1937) et DURAND-DELGA et al. (1962), en particulier, on sait que la Dorsale calcaire est constituée d'un ensemble de nappes, coincées entre les Ghomarides au NE et l'Unité de Tanger et les nappes de flyschs au SW. Le grand nombre d'unités allochtones individualisées qui, à première vue, décourage l'analyse, est probablement le reflet de la réelle complexité structurale de la région. En première approximation, on définit - surtout, on l'a vu, sur des critères stratigraphiques et sédimentaires- des domaines internes et externes au sein de la Dorsale. Les unités internes occupent une position structurale élevée, au-dessus des unités externes.

+ Les unités externes

Elles sont très développées au sud et à l'est de la Dorsale. De la position structurale la plus basse à la plus haute, on individualise plusieurs nappes (NOLD et al., 1981) :

- La nappe du J. Lakraa. Elle repose à l'ouest sur les unités prédorsaliennes ; à l'est, elle est recouverte par la nappe du J. Tazoute ;

- La nappe du J. Tazoute. Elle forme toute la partie orientale de la Dorsale calcaire ;

- La nappe du jbel Tissouka. Au nord de l'oued Laou, elle repose tectoniquement sur la nappe du jbel Tazoute ; au sud de l'oued, elle est en contact anormal avec la nappe du jbel Lakraa ;

- Les écailles d'Abou Bnar. Elles reposent sur la nappe du J. Tazoute ;

- La nappe de la Hafa-en-Nator, l'écaille de Saaden et les écailles de Dar-el-Ghazi. Ces unités de faible extension latérale sont empilées les unes sur les autres au sud de la cluse de Tetouan et charriées sur les nappes des Beni-Ider et l'Unité de Tanger.

+ Les unités intermédiaires

On regroupe ici des unités formées de terrains partiellement datés, dont la position structurale est inférieure à celle des unités internes, et qui reposent en contact anormal soit sur les nappes des flyschs soit sur les unités externes.

+ Les unités internes

Elles forment l'axe de la Dorsale, qui domine à l'est la route de Tetouan à Chefchaouene ("la disparition de la Dorsale externe sur ce segment s'explique par le fait qu'elle est débitée en olistolites dans les unités prédorsaliennes" : EL KADIRI, 1992, *in litt.*).

- Nappe de Hafa Ferkennix, unité des Bni Ahmed et du J. Akroud. Entre Tetouan et l'oued Laou, la nappe de Hafa Ferkennix repose en contact anormal sur les unités externes et intermédiaires. A l'est, elle est recouverte tectoniquement par la nappe d'El Babat et les unités ghomarides. Au sud de l'oued Laou, les unités des Bni Ahmed sont charriées sur les écailles externes d'Abou Bnar. L'unité du J. Akroud, dont les séries sont renversées, repose sur les unités externes et intermédiaires.

- nappe d'El Babat et écailles d'Ouslaf. La nappe d'El Babat est l'unité la plus haute structuralement dans le nord de la Dorsale, où elle est superposée à la nappe de Hafa Ferkennix. Les écailles d'Ouslaf forment le substratum tectonique de la klippe ghomaride de Talembote.

-b. Les unités du Haouz

Dans le Haouz, les structures observées aux contacts entre les diverses unités tectoniques : disharmonies, rabotage, etc. (ex. KORNPROBST, 1966) montrent que leur emplacement s'est réalisé sous l'effet d'une compression d'origine orientale. Le contact des unités du Haouz avec les unités de flyschs est bien marqué dans la topographie à cause des lithologies très différentes des deux ensembles. C'est un contact raide, souvent à fort pendage ouest. A leur bordure orientale, les unités du Haouz peuvent chevaucher vers l'est les terrains paléozoïques (RAOULT, 1966), mais souvent la disposition est inverse et, à l'instar de celle de la Dorsale calcaire *s.str.*, ce sont les terrains paléozoïques qui reposent en contact tectonique sur les unités méso- et cénozoïques du Haouz. La disposition d'ensemble du Haouz est une sorte d'éventail, entre les terrains paléozoïques et cristallins à l'est et les flyschs à l'ouest.

EL HATIMI et al. (1991) montrent que, au cours de l'inversion tectonique, lors du serrage régional, les anciennes failles synsédimentaires rejouent en failles inverses, les grabens évoluant en pincées synclinales.

-c. Les Bokkoya

Les nappes sont ici charriées vers le sud. L'unité dorsalienne inférieure, la nappe du J. Busicur (MEGARD, 1969),

repose en contact plat sur les terrains éo-oligocènes qui en représenteraient la couverture décollée. Des plis E-W sont contemporains de sa mise en place; ils sont repris par des plis NNE-SSW. La nappe d'El Hoceima, avec ses terrains paléozoïques et triasiques, repose sur celle du J. Busicur. La nappe du J. Amekran, enfin, considérée comme la couverture décollée de celle d'El Hoceima, s'est avancée plus largement au sud, où elle repose à la fois sur celle du J. Busicur et sur les terrains éo-oligocènes.

-d. Evolution structurale de la Dorsale

Deux épisodes orogéniques réalisent la structuration de la Dorsale calcaire ; l'un, à l'Eocène moyen-supérieur, se traduit par quelques plis, des discordances et le dépôt de conglomérats ; le second, majeur, est d'âge miocène. Il est responsable de l'architecture de la chaîne.

- La déformation éocène et les conglomérats éo-oligocènes.

Si quelques structures, surtout cassantes, peuvent être notées, témoignant d'un régime compressif à l'Eocène, aucune structure majeure n'est mise en évidence correspondant à cette période. Des reliefs sont cependant créés, marqués par le dépôt de conglomérats dont l'âge s'échelonne du Lutétien-Priabonien à l'Oligocène et peut-être même le Miocène inférieur.

- Les déformations miocènes.

Les premières structures sont des plis NE-SW à vergence SE. La dorsale externe est ensuite affectée par des plis cylindriques, en moyenne NW-SE, des chevauchements parfois accompagnés d'une schistosité pénétrative et par le renversement des séries le long de la bordure occidentale de la Dorsale au sud de l'oued Laou.

Après un épisode distensif où l'extension, marquée par des failles normales, est NW-SE, se produit le charriage des unités de la Dorsale interne sur les unités externes, acompagné par des plis à vergence W ou NW. L'ensemble de ces structures, plis et plans de chevauchement, est ensuite repris et redressé par un serrage général qui imprime à la chaîne son orientation actuelle. Une distension, correspondant à celle décrite plus haut dans les unités cristallines, manifeste l'effondrement du plancher d'Alboran.

L’écaillage tectonique au sein de la chaîne calcaire et sa mise en place sur les nappes de flyschs et les unités intrarifaines se sont effectués plus tard que la structuration des nappes ghomarides et sebtides. Ces dernières, on l’a vu plus haut, ont été structurées à l’Eocène-Oligocène, alors que la Dorsale calcaire l’était après le Burdigalien inférieur, fort probablement en même temps que la structuration des nappes des flyschs (voir plus loin). Ceci, parce que les formations d’âge burdigalien inférieur sont impliquées dans les contacts de nappes.

5.3. Le domaine des flyschs

5.3.1. Le matériel

5.3.1.1. Généralités

Ce domaine est constitué de plusieurs séries (Fig. 58, 63), engagées dans une tectonique de nappes, qui ont été comparées aux unités définies en Algérie. La Nappe du jbel Tisirene (DURAND-DELGA et al., 1962) est constituée de terrains d'âge Crétacé inférieur et assimilée à la Nappe maurétanienne (GELARD, 1969). La Nappe des Beni-Ider, avec ses terrains Crétacé supérieur-Miocène basal, en serait un diverticule. La Nappe de

Melloussa-Chouamat, dont les deux unités ont été décrites par DURAND-DELGA (1965) et ANDRIEUX et MATTAUER (1962), est assimilée à la Nappe massylienne d'Algérie (RAOULT, 1972). De même, on rencontre au Maroc l'équivalent de la Nappe numidienne. Notons, enfin, que des équivalents des nappes des flyschs rifains se trouvent dans les Bétiques (DIDON et al., 1973).

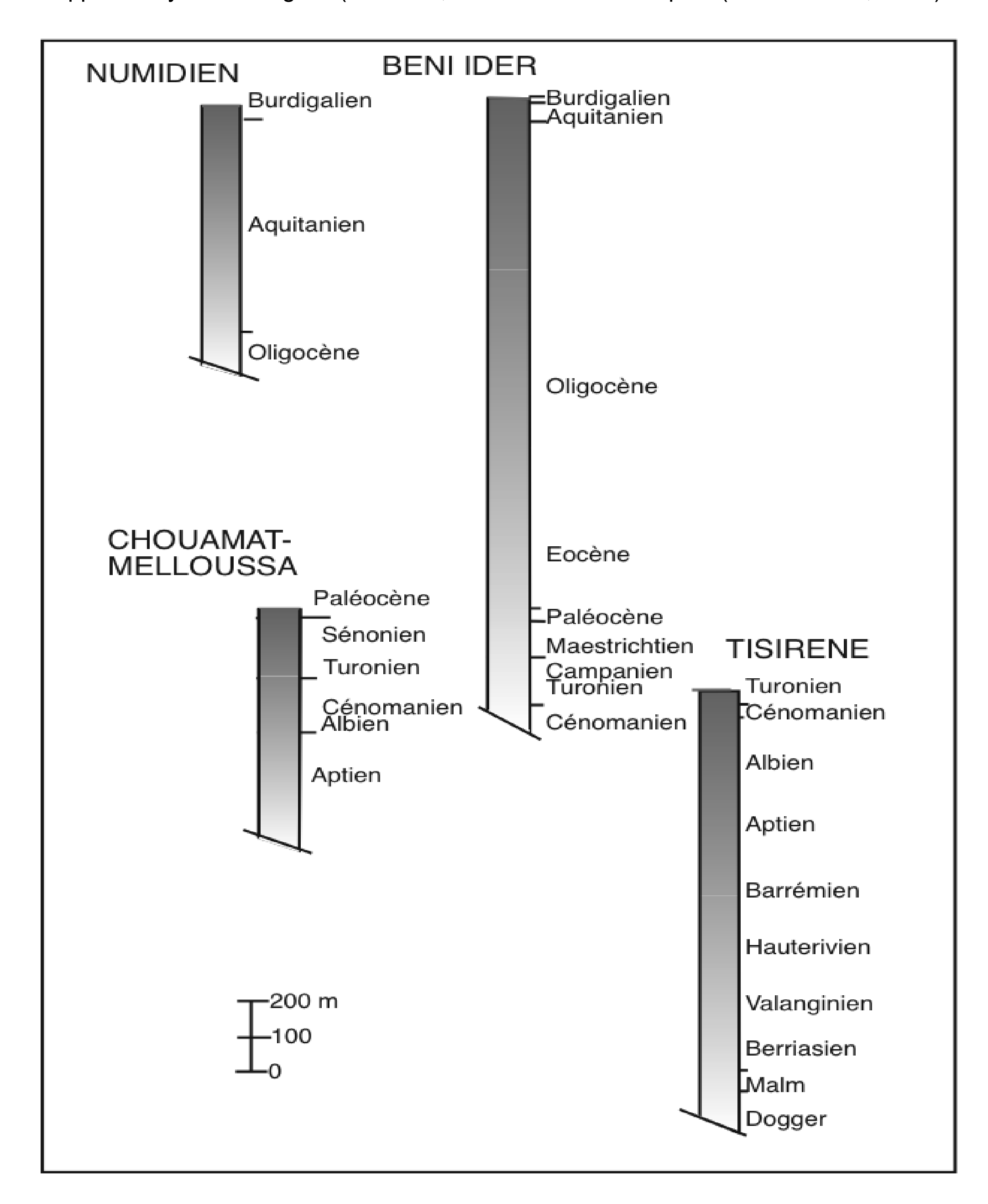


Fig. 63. Colonnes schématiques des unités des flyschs

5.3.1.2. La Nappe « maurétanienne » du jbel Tisirene

Elle est épaisse d'environ 800 m au jbel Tisirene et elle se compose de trois ensembles, de la base au sommet :

- un ensemble pélagique du Dogger-Malm, avec des micrites à filaments au Jurassique moyen, des filons de dolérites, des radiolarites et des calcaires marneux rouges au Callovo-Oxfordien, et des alternances de micrites, de marnes, de jaspes et de microbrèches au Kimméridgien-Tithonique. Cet ensemble est épais de quelques centaines de mètres;
- un "préflysch" carbonaté du Néocomien. Les calcarénites sont des calciturbidites. Elles alternent avec des marnes et des argiles;
- le flysch du jbel Tisirene, daté de la base du Valanginien au sommet de l'Albien moyen. Les grès, des calcarénites de type subarkose, montrent des figures de glissement synsédimentaire. L'ensemble représente un dépôt relativement proximal de cône moyen. Il s'y intercale des lits de microbrèches calcaires et de calcaires pélagiques à calpionelles;
- les niveaux sus-jacents (des Beni-Ider) se composent de séries dont l'âge s'étale du Crétacé supérieur à l'Oligocène supérieur-Aquitanien :

. calcarénites granoclassées et niveaux siliceux, avec des conglomérats, du Cénomanien au Lutétien ;

. pélites silteuses lie-de-vin et calcarénites du Lutétien supérieur-Oligocène, passant à un préflysch Oligocène supérieur ;

. flysch gréso-micacé et marneux à l'Oligocène supérieur-Aquitanien.

C'est un flysch immature, à grains de quartz anguleux et nombreux autres éléments détritiques (micas, felspaths, éléments lithiques divers, en particulier des éléments de roches métamorphiques : phyllades et micaschistes), d'âge essentiellement Oligocène supérieur. Le matériel provient des assises carbonatées de la Dorsale calcaire, des niveaux permo-triasiques et carbonifères et des séries cristallines du socle rifain, de plus en plus érodé dans le temps, ou d'une terre étrangère inconnue à l'affleurement qui a existé auparavant puis a disparu pendant les raccourcissements du Miocène supérieur.

Le problème de la patrie de la nappe des Beni-Ider ne peut être résolu aisément car cette nappe est déracinée. A l'intérieur de la nappe, les faciès du Crétacé supérieur-Eocène sont de plus en plus grossiers vers les unités internes et, dans la partie interne du flysch, apparaît un ensemble resédimenté, peut-être situé au sommet de la séquence. Les klippes sédimentaires de cet ensemble ont des affinités dorsaliennes, maurétaniennes ou numidiennes.

5.3.1.3. La Nappe « massylienne » de Chouamat-Melloussa

De la base au sommet, la nappe de Chouamat se compose de bancs de pélites, de grès turbiditiques, de schistes bleutés et de calcaires. Ces derniers ont livré des foraminifères de l'Albien moyen-supérieur. C'est un ensemble turbiditique plus distal que la séquence de type Tisirene. A sa base, il renferme des klippes. Dans le Rif central, EL KADIRI et al. (1989) détaillent la colonne stratigraphique de la série des klippes de Targuist et discutent les conditions de son dépôt. Les quatre membres qui la composent sont :

- des calcaires argileux et noduleux avec des indices de glissements synsédimentaires (Lias inférieur à supérieur) ;
- des calcaires oolitiques à séquences turbiditiques et brèches ; le Dogger y est représenté ;
- des brèches polygéniques et radiolarites litées de l'Oxfordien au Berriasien ;

- des coulées de débris et turbidites, dont l'âge est compris entre le Berriasien et le Valanginien.

Ces séquences, intercalées à l'état de klippes sédimentaires ou tectoniques dans le flysch albo-cénomanien de Chouamat, sont interprétées comme le dépôt d'une pente continentale développée au nord d'une plate-forme carbonatée.

Le flysch de Melloussa est semblable à celui de Chouamat, mais avec des bancs de grès quartzitique plus minces. Des niveaux schisteux et gréseux stratigraphiquement inférieurs au flysch ont fourni des orbitolines et une ammonite proche des *Parahoplitidæ* (DURAND-DELGA, 1965). Au-dessus, des alternances calcaréo-marneuses et des microbrèches représentent le Cénomanien-Sénonien.

5.3.1.4. La Nappe numidienne

C'est un flysch gréseux d'âge Oligocène-Miocène inférieur. Il est constitué de gros bancs de grès et de fins lits argileux arrangés en rythmes turbiditiques et flexoturbiditiques. Le grès est formé presque exclusivement de quartz, souvent à gros grains bien arrondis, avec des dragées de quarts filonien ; le ciment est ferrugineux. C'est un sédiment très mature.

Dans le Rif occidental, il forme des crêtes bien marquées, armées par de nombreux bancs de grès, qui tranchent sur les collines molles à substratum crétacé de l'unité de Tanger et de la nappe de Melloussa. C'est le cas, particulièrement, de la crête du jbel Karaha qui s'étend sur quelques dizaines de kilomètres de long en direction NW-SE, et forme souvent la ligne de partage des eaux entre Atlantique et Méditerranée. Dans cette zone, les grès numidiens passent, à leur sommet, à la formation d'Arhbalou. Cet ensemble clair et finement siliceux, d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur, a livré *Coccolithus pelagicus*, *Cyclocargolithus floridanus*, *Discoaster druggli*, etc. de l'Aquitanien supérieur-Burdigalien. A sa base, la série numidienne repose en contact sans doute anormal sur une série maurétanienne distale, avec parfois des argiles grises et des calcarénites fines à nummulites de l'Eocène inférieur, elle-même en contact probablement anormal avec les marno-calcaires et les phtanites massyliennes reposant sur le Crétacé supérieur de Tanger.

Entre Sebta (Ceuta) et M'diq, dans la zone interne du Rif, le jbel Zem-Zem montre des lambeaux numidiens et leur substratum (Fig. 64). L'ensemble n'occupe que quelques kilomètres carrés ; la coupe montre de bas en haut:

- niveaux divers (schistes, grès, calcaires) appartenant aux unités paléozoïques ghomarides ;
- marnes sableuses transgressives, à silexites, grès calcareux et brèches à éléments carbonifères. Leur âge est Oligocène supérieur-Burdigalien inférieur ;
- complexe chaotique à matrice argileuse comprenant des éléments de nature diverse : micrites, calcarénites, galets, issus des séries numidiennes, mérinides et maurétaniennes, ainsi que des zones internes ;
- pélites ;
- grès numidiens, en gros blocs isolés les uns des autres, à la partie supérieure du complexe chaotique.

L'existence de ce Numidien reposant sur les unités du Rif interne a été à l'origine de nombreuses discussions, selon qu'il est considéré soit comme un lambeau de la nappe numidienne d'origine "ultra", à l'est du Rif interne, abandonné sur les Ghomarides lors de son cheminement vers les zones plus externes, soit comme une masse glissée vers l'est à partir d'une origine occidentale (hypothèse "intra").

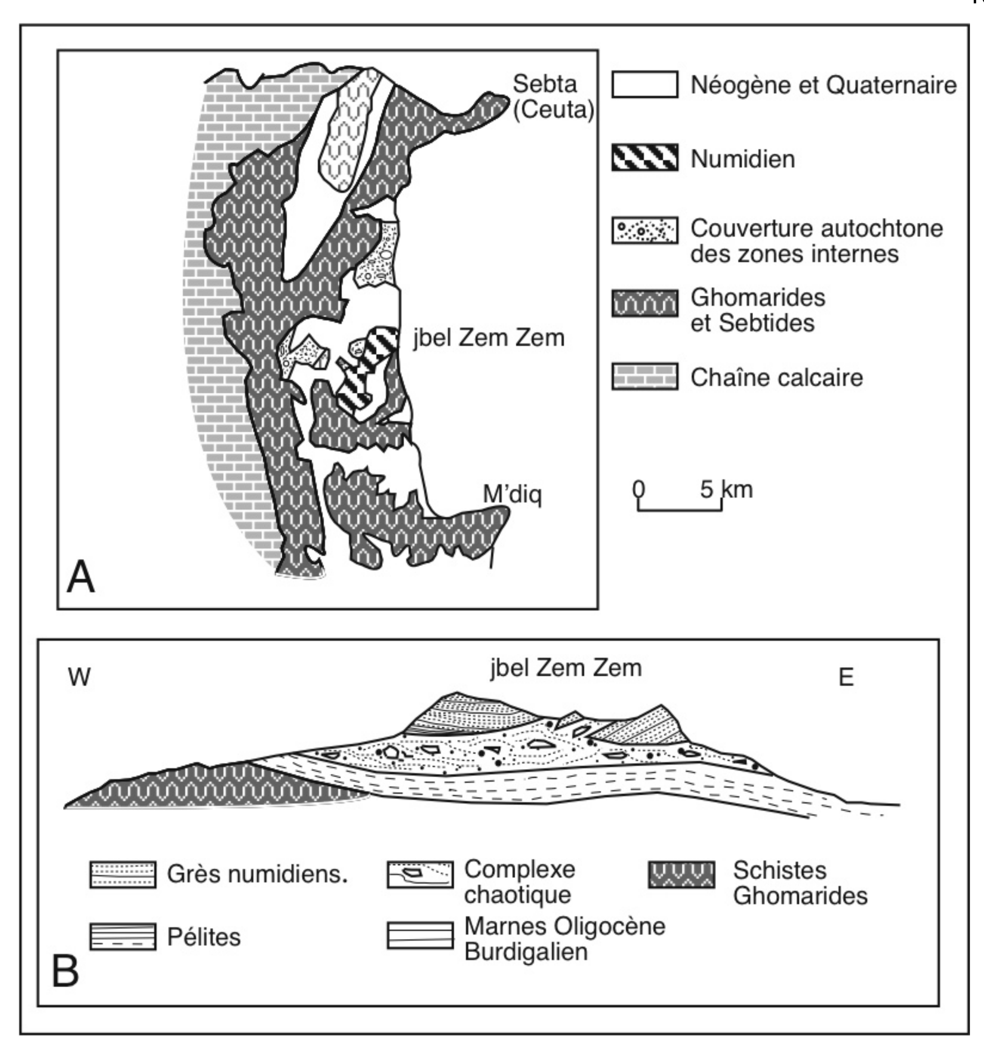


Fig. 64. Jbel Zem Zem

Des données tectoniques et cinématiques rencontrées à la base de cette unité (miroirs de faille à faible pendage vers l'est, contact de base de l'ensemble du lambeau de jbel Zem Zem incliné vers l'est, stries de friction orientées est-ouest) indiquent un déplacement vers l'est et suggèrent une mise en place gravitaire de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne le long d'une faille extensive faiblement pentée vers l'est (CHALOUAN et al., 1995).

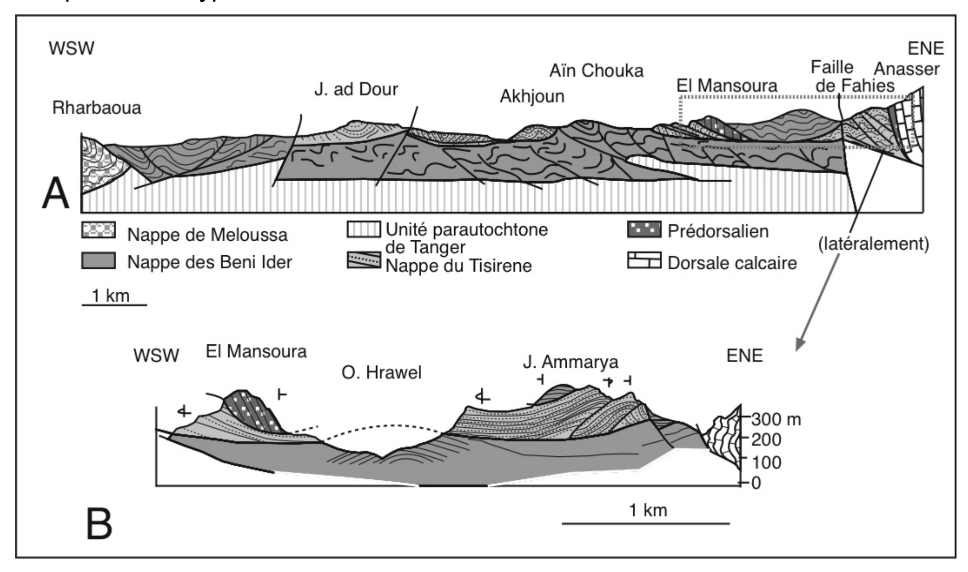
Dans le Rif central et oriental, les affleurements de grès numidiens sont bien plus rares et clairsemés. Le plus important est la klippe plurikilométrique du jbel Berkane, dont certains pensent qu'elle repose en contact anormal sur la nappe d'Aknoul.

Les séries mérinides (DIDON et HOYEZ, 1978) sont un flysch oligocène à faciès mixtes, gréso-micacés (type Beni-Ider) et gréseux (type numidien). Une coupe levée à l'WSW de Tetouan

(MAATE et DIDON, 1989), montre sur 500 m une évolution verticale de la composition de la série ; schéma-tiquement, on passe vers le haut de séquences à grains fins et à bancs minces à des bancs épais et grains grossiers. Parallèlement, les grès immatures de la base deviennent matures au sommet, les carbonates disparaissent et le cortège argileux évolue, avec la disparition de la chlorite et l'arrivée de la kaolinite. Tout se passe comme si l'on assistait à l'Oligocène au relais d'une source proche du bassin (les zones internes du Rif ?) qui envoyait dans le bassin des sédiments immatures de type de ceux du flysch des Beni-Ider, par une source éloignée. Dans cette dernière (le continent africain ?), l'altération continentale était importante et le temps de transit était suffisamment long pour concentrer les grains de quartz aux dépens des éléments détritiques moins résistants, aboutissant à des séquences de type numidien.

5.3.1.5. Disposition relative

Entre Tanger et Ceuta (Sebta), la nappe maurétanienne de Beni Ider recouvre vers l'ouest la nappe massylienne de Melloussa (Fig. 65, A,B), elle-même en contact tectonique avec l'unité de Tanger (voir ci-dessous). Par endroits, elle se trouve directement au contact de l'unité externe de Tanger. L'ensemble est recouvert, en contact plat, par la nappe numidienne. La même disposition est retrouvée à l'est, dans les Bokkoya (fig. 65 C) où, du sud au nord, et des unités structurales les plus basses aux unités les plus élevées, on rencontre avec une vergence générale vers le sud : i) l'unité de Ketama-Tanger ; ii) la nappe massylienne de Chouamat ; iii) la nappe maurétanienne du Tisirene ; iv) les niveaux chaotiques de la "Semelle tertiaire des Bokkoya" ; v) les unités prédorsaliennes et dorsaliennes. On reviendra plus bas sur la cinématique de leur mise en place.



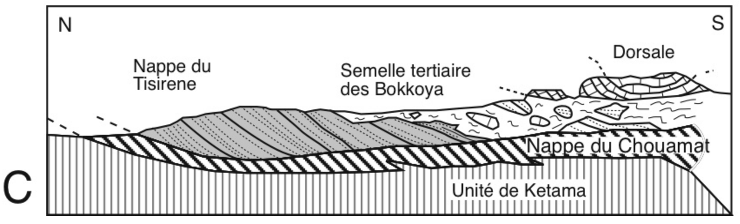


Fig. 65. Coupes dans le domaine des flyschs

5.3.1.6. L'origine des flyschs

Après des dépôts détritiques qui, au Malm et au début du Crétacé, traduisent l'enfoncement du milieu marin et la création d'un sillon profond, les flyschs du Tisirène et massylien se déposent de la fin du Néocomien jusqu'à la fin de l'Albien moyen. Ce sont des séries du Crétacé inférieur. Les séries numidiennes et de Beni Ider, d'âge oligo-miocène, prennent le relais dans le temps des premiers flyschs.

Leur origine, c'est à dire la localisation du (ou des) sillon(s) des flyschs –en Algérie comme au Maroc- a été au centre de longs débats.

Ce sillon de flyschs serait très profond, à croûte océanique, au moins localement. En fait, des roches vertes d'âge jurassique moyen-supérieur, affleurant dans les nappes de Tisirène, Chouamat et prédorsalienne au sud et au SW du massif de Bokkoya (ainsi qu'en Sicile) ont une composition chimique de basaltes océaniques, ayant appartenu à une série ophiolitique classique de type E-MORB (DURAND DELGA et al., 2000).

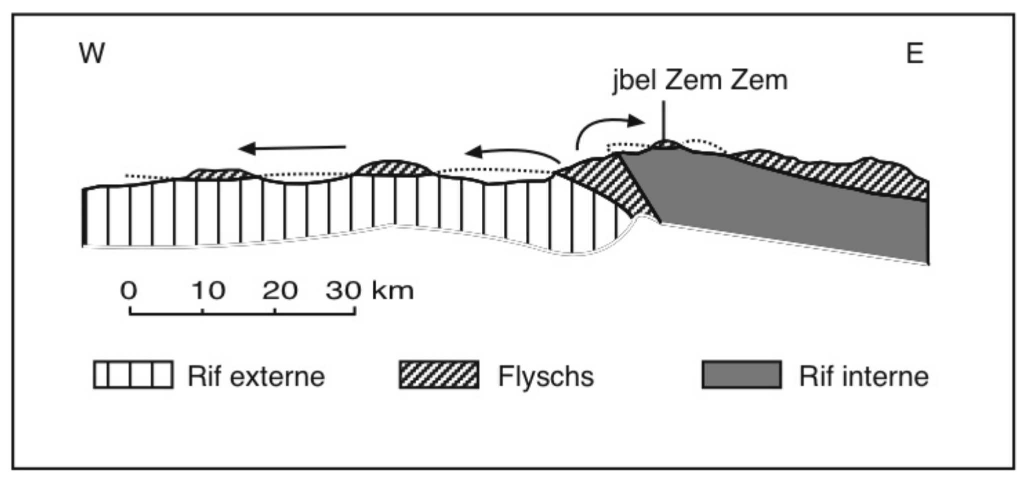


Fig. 66. Origine « infra » des flyschs

On a émis plusieurs hypothèses pour ce sillon : i) une position dite ultra (par rapport aux zones internes), selon laquelle les flyschs se seraient déposés au nord du socle kabyle qu'ils auraient « dépassé » au cours de leur charriage vers le sud. Cette opinion a été largement partagée au Maroc, un argument majeur étant la présence du « lambeau du jbel Zem Zem », élément de la nappe numidienne à semelle de flysch Beni Ider posée sur les nappes du socle rifain ; ii) une position infra, privilégiée en particulier par DURAND DELGA (1963) puis par CHALOUAN et MICHARD (2004), selon laquelle le sillon des flyschs était la marge continentale africaine, entre l'actuel Rif externe et la dorsale, que celle-ci fût continue ou non (Fig. 66). Enfin, une origine mixte a aussi été proposée en Algérie, avec un sillon des flyschs externes et un sillon interne, de part et d'autre des zones internes. On remarquera avec BOUILLIN (1986) que les flyschs maurétaniens et massyliens

se distinguent par leurs zones d'alimentation, à partir des zones internes pour les premiers et des zones externes pour les seconds. Cependant, il faut se garder d'une conception simpliste de ces zones de sédimentation, et considérer d'une part qu'il n'est pas certain que la dorsale calcaire ait été continue sur toute la longueur de la chaîne, et que, d'autre part, des courants longitudinaux ont pu avoir leur rôle dans la distribution des sédiments issus du nord ou du sud du sillon.

Le dépôt du flysch numidien suit la mise en place du flysch massylien. Il sera ensuite désolidarisé de son substratum au Burdigalien, la fin de sa mise en place datant du Tortonien.

5.3.2. La déformation

Les unités des flyschs reposent sur les terrains du Crétacé supérieur de Tanger, eux-mêmes débarrassés de leur couverture cénozoïque, et elles sont recouvertes par le "Miocène post-nappes".

Dans le Rif occidental comme dans les Bokkoya, malgré les multiples variations locales, on retrouve généralement l'édifice suivant, de bas en haut (fig. 65 et CHALOUAN et al., 2006) :

- Unité de Tanger ou de Ketama (voir ci-dessous);
- Unités de Melloussa où apparaissent parfois en fenêtres les terrains autochtones relatifs. Au moins localement, les niveaux sédimentaires sont renversés;
- Nappe des Beni-Ider, qui peut reposer directement sur l'unité de Tanger. Sa structure interne est faite de la juxtaposition de lames gréseuses de quelques centaines de mètres d'épaisseur. Les directions moyennes des chevauchements et des axes de plis sont NW-SE;
- Nappe de Tisirene, à structure interne chaotique (DURAND-DELGA, 1965),
- Nappe numidienne et le Prédorsalien. Là encore, il s'agit de lames de matériel compétent, redressées ou renversées, amenées en rabotage basal sur les unités structuralement inférieures.

Les unités des flyschs sont des lames peu épaisses, pelliculaires, amenées en « troncature basale » sur les séries plus basses. Dans l'ensemble du Rif, des troncatures recoupent fréquemment des plis à la base de ces unités allochtones. Elles ont été rapportés soit à un mécanisme de mise en place gravitaire lors d'une distension contemporaine de leur mise en place, soit au contraire à des cisaillements tectoniques. On montre souvent, en Algérie, que les troncatures basales sont les anciennes failles listriques responsables de l'extension initiale évoluées et, à ce titre, sont directement liées à l'individualisation et au déplacement de l'unité chevauchante. Les « troncatures sommitales » de l'autochtone, par contre, semblent bien souvent préexister à la mise en place de la nappe et n'être qu'une surface d'érosion sur laquelle s'avance l'allochtone.

5.4. Le Rif externe

5.4.1. Le dispositif structural (Fig. 58, 67)

Le dispositif structural d'ensemble de ce qui correspond aux unités telliennes d'Algérie et de Tunisie est assez bien connu. On empruntera dans une première approche sa description aux synthèses classiques de DURAND-DELGA et al. (1962), SUTER (1980) et WILDI (1983).

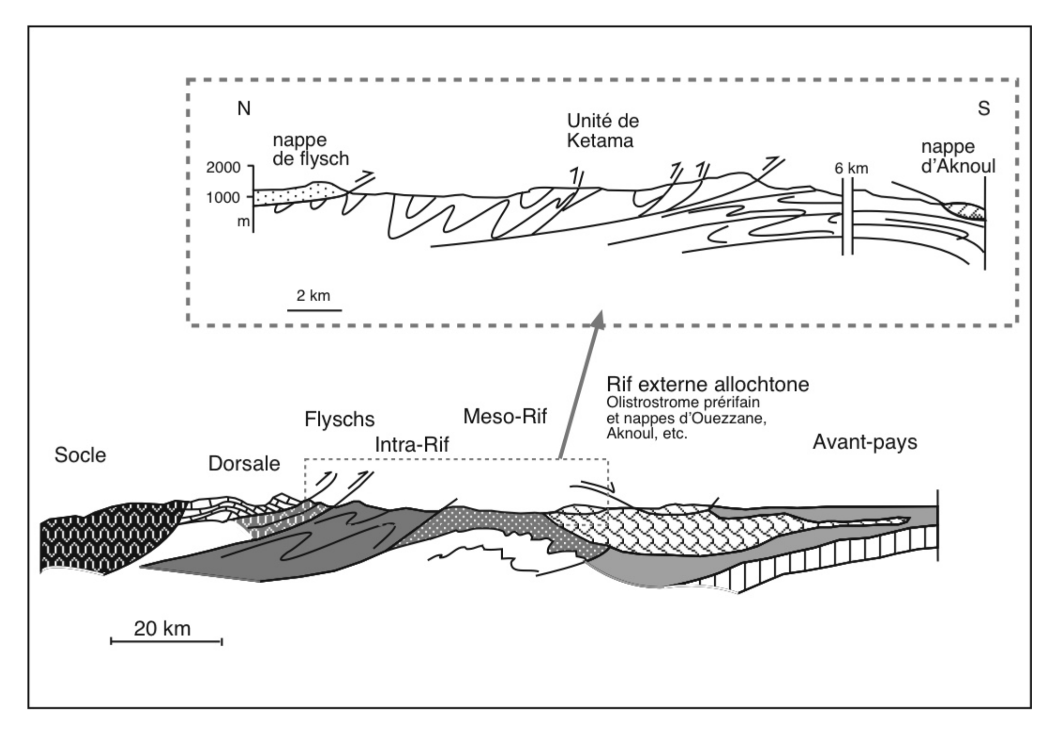


Fig. 67. Coupe dans le Rif externe

5.4.1.1. Unité intrarifaine de Ketama-Tanger

L'Unité de Ketama (ANDRIEUX, 1971) est constituée surtout de terrains mésozoïques, du Trias au Crétacé moyen. Ces terrains sont en position anticlinoriale, avec des structures symmétamorphes d'âge miocène. L'unité est charriée par la nappe de Chouamat et elle chevauche elle-même, vers le sud, les unités mésorifaines. Des plis et une schistosité peu pénétrative y sont présents.

L'Unité de Tanger (DIDON *et al.*, 1973), à matériel Crétacé supérieur et Tertiaire, est, comme celle de Ketama, divisée en une unité interne (orientale) et externe (occidentale), elle-même bordée par les écailles de l'unité du Loukkos.

5.4.1.2. Unités mésorifaines

Définies par MARCAIS et SUTER (*in* DURAND-DELGA et al., 1962), ces séries jurassico-crétacées sont surmontées par le Miocène discordant. Souvent en position structurale anticlinale, elles correspondent à des fenêtres, en position d'autochtone relatif sous les nappes du Rif externe.

5.4.1.3. Unités prérifaines et nappes rifaines

-Les Unités prérifaines, ou Prérif, ont été définies, aussi, par MARCAIS et SUTER (*in* DURAND-DELGA et al., 1962). Elles comportent essentiellement des faciès marneux. Dans le Prérif interne, des terrains jurassiques sont conservés mais le Prérif externe, par contre, ne montre qu'un olistostrome (complexe prérifain, ou nappe prérifaine) réalisant le comblement, au Miocène moyen et supérieur, de l'avant-fosse

rifaine. On discute de l'état du substratum de ces unités, écaillé vers le sud ou le sud-ouest, ou non déformé.

- Les Nappes rifaines sont des unités complètement déracinées, reposant le plus souvent sur l'olistostrome prérifain, mais aussi sur l'avant-pays ou sur les unités intrarifaines.

Les nappes rifaines supérieures de Senhaja et d'Aknoul ont des affinités intrarifaines. Celle d'Aknoul, par exemple, serait la couverture décollée de l'unité de Ketama (LEBLANC, 1979; FRIZON de LAMOTTE et LEIKINE, 1985). Dans le Rif oriental, elles peuvent reposer jusque sur le Prérif interne. Là, elles se mettent en place postérieurement à la déformation décrite dans l'Unité de Ketama. ANDRIEUX (1971) démontre qu'il s'agit de nappes de glissement d'origine "ultra-Ketama".

Les nappes rifaines inférieures (Bou-Haddoud et Taïneste) possèdent de grandes affinités mésorifaines et elles sont d'ailleurs parfois considérées comme partie intégrante des unités enracinées.

La nappe rifaine d'Ouezzane, et d'autres éléments allochtones (nappes du Habt et de Tsoul), sont des nappes de glissement mises en place jusque sur le Prérif externe.

La validité de la distinction structurale classique entre les nappes du Habt, du Loukkos, les unités de Tanger et de Ketama est mise en doute par MORLEY (1988) qui remarque que ces distinctions portent plus sur des différences de faciès entre ces diverses unités que sur des contacts tectoniques clairement exprimés.

5.4.1.4. Avant-pays plissé de la chaîne rifaine.

Il affleure dans les Rides sud-rifaines et, à l'est, dans les Gareb et les Kebdana. L'intensité de la déformation y est variable, plus importante à l'est où une schistosité est observée.

La question des relations mutuelles entre ces zones est encore débattue. Pour les uns (ex. DURAND-DELGA et al., 1962; SUTER, 1980; LEBLANC, 1979; WILDI, 1983), les zones délimitées dans le Rif externe sont des zones isopiques, dont chacune chevauche la zone voisine plus externe. Pour d'autres (ex. MATTAUER, 1963; ANDRIEUX, 1971; VIDAL, 1984, FAURE-MURET et CHOUBERT, 1975; FRIZON de LAMOTTE, 1981), le Rif externe est composé d'un ensemble de nappes gravitaires, reposant sur des "massifs à schistosité" moins déplacés. On reviendra plus loin sur les conceptions "transversalistes" (FRIZON de LAMOTTE, 1987a) qui supposent, au moins implicitement, que les unités rifaines se situent actuellement sur la transversale sur laquelle elles se sont déposées et qui n'accordent qu'une importance limitée aux accidents décrochants.

5.4.2. Le matériel

5.4.2.1. Les diverses unités

-a. Les unités intrarifaines

La colonne stratigraphique de l'*Unité de Ketama*, reconstituée par ANDRIEUX (1971), est épaisse d'environ 3 000 m. Elle se compose de :

- gypse et pélites du Trias;
- calcaires massifs liasiques, Ammonitico rosso aalénien, schistes et calcschistes du Dogger, gréso-pélites callovo-oxfordiennes, détritiques ("ferrysch") et marno-calcaires du Tithonique. A signaler la présence, dans le petit massif de Beni Malek, à quelques kilomètres au NW de la faille du Nekor, de roches ultrabasiques à la base de la série Jurassique-Crétacé inférieur. Il s'agit de lherzolites serpentinisées, qui ne sont

pas, comme celles des Sebtides, associées à des roches cristallines très métamorphiques. Par ailleurs, l'absence ici de gabbros et de basaltes exclut qu'il s'agisse d'une partie d'un complexe ophiolitique, aussi MICHARD et al. (1992) pensent que ce massif représente une partie d'une ancienne ride de serpentines de la marge africaine, incorporée tectoniquement dans l'empilement des unités allochtones ;

- calcaires plus ou moins schisteux, grès et flysch schisto-quartzitique du Crétacé inférieur ; des ammonites datent le Berriasien, l'Aptien et l'Albien;
- calcschistes et calcaires du Cénomano-Turonien et calcschistes à *Globotruncana* du Sénonien;
- une série d'âge Oligocène supérieur (LEIKINE et al., 1991) est discordante sur les terrains Jurassique supérieur du flanc sud de l'anticlinal de Tifelouest-Tafraout, à la limite méridionale de l'unité.

Au sein de *l'Unité du Loukkos*, une série magmatique et volcano-sédimentaire, autrefois attribuée au Trias supérieur, est d'âge bathonien-callovien et de tendance probablement alcaline (BEN YAICH et al., 1989a). Le Cénomanien de l'unité du Loukkos est représenté par des marnes et des marno-calcaires. Au-dessus, en ravinement, viennent des phtanites. Le Sénonien est marqué, dans l'unité de Tanger comme celle du Loukkos et le domaine mésorifain voisin, par le "Complexe triasique", un conglomérat polygénique à matrice gypseuse, emballant des éléments d'ophites, de quartzites, d'argilites, etc... L'ensemble est contenu dans des marno-calcaires verdâtres à slumps, datés par *Globotruncana stuartiformis, G. arca,* etc..

-b. Les unités mésorifaines

Au Bathonien supérieur et pendant la plus grande partie du Malm, le faciès des unités mésorifaines est le "Ferrysch" (WILDI, 1981). C'est une puissante formation turbiditique qui se dépose sans doute aussi -mais elle n'afffleure pas- dans les zones rifaines plus externes, et sur l'avant-pays rifain (Masgout et Beni-Snassen). Au nord d'Ouezzane, dans la boutonnière d'Izzarene, au-dessus des carbonates du Jurassique inférieur et moyen et des faciès surtout détritiques et calciturbiditiques du Malm, BEN YAICH et al. (1991) examinent en détail le passage Jurassique-Crétacé. Au-dessus des turbidites du Jurassique supérieur repose une formation constituée d'un membre inférieur, conglomératique et calciturbiditique à calpionelles représentant la partie supérieure du Tithonique et la base du Berriasien, et un membre supérieur marno-calcaire à ammonites pyriteuses (*Ptychophylloceras semi-sulcatum*) et calpionelles (*Calpionella alpina, C. elliptica*) du Berriasien-Valanginien supérieur. Au-dessus, l'Albo-Aptien est représenté par des pélites avec des passées gréseuses, évoquant des dépôts de courants de turbidité très dilués. Les marno-calcaires du Cénomanien indiquent un milieu confiné. Au-dessus, des turbidites siliceuses fines ("phtanites") contiennent des conglomérats inorganisés et immatures. La série est datée du Turonien par *Globotruncana imbricata, G. marginata, G. renzi*. Le Sénonien est représenté par des dépôts de pente et de bas de pente, avec de nombreux plis synsédimentaires, des klippes sédimentaires d'échelle hectométrique et les coulées de débris du "Complexe triasique". L'arrivée en surface des roches triasiques est liée à un phénomène de diapirisme, résultant de l'enfouissement important des séries triasiques et du régime encore distensif de la croûte à cette époque. Le passage du Sénonien au Paléocène est progressif, avec l'établissement d'une sédimentation pélagique ou hémipélagique de marnes

et de marno-calcaires à silex, accidentée par de nombreuses structures de glissements synsédimentaires et par quelques lentilles conglomératiques à petits galets bien arrondis. Les termes supérieurs, des calcaires à huîtres et à nummulites, ne sont plus présents qu'à l'état resédimenté dans les séries sus-jacentes comme les Grès du Zoumi. Ceux-ci (LESPINASSE, 1977; BEN YAICH et al., 1989b) sont une série turbiditique épaisse de 2 000 m environ, discordante sur les terrains du Crétacé ou de l'Eocène inférieur mésorifain. Leur âge est fixé, par des globigérines, au Miocène inférieur-moyen, du Burdigalien supérieur à la base du Serravallien. Quatre formations sont individualisées dans cette série, discordantes ou concordantes selon les endroits les unes sur les autres ; elles sont constituées d'olistostromes, dont les blocs sont originaires de l'est, et de turbidites, proximales au sud et distales au nord. La baisse rapide du niveau marin qui amène un déséquilibre des plates-formes nourricières, leur érosion et le dépôt de la série turbiditique est attribuée à une diminution eustatique du niveau des mers et à la tectonique compressive qui se développe alors dans les zones internes du Rif.

-c. Les unités prérifaines

C'est l'olistostrome prérifain principalement, décrit sous des appellations diverses tout au long du Rif externe.

Dans le Prérif interne, les Sof sont des dépôts carbonatés de plate-forme distale, témoins d'hémigrabens qui ont été disloqués plus tard lors de la compression tertiaire ou bien des restes, encore plus distaux, représentant la partie chenalisante d'un ou de plusieurs appareils turbiditiques dont les lobes sont représentés dans les unités mésorifaines.

Dans le Rif oriental, l'olistostrome du Nekor (FRIZON de LAMOTTE, 1981) contient de nombreux éléments d'origine probablement triasique : pélites, gypse, ophites, mais aussi des fragments de socle (leptynites, roches ultrabasiques), inclus dans une matrice souvent peu abondante qui a fourni *Orbulina* sp. et *Globigerinoides sacculifer* du Miocène moyen ou plus récent.

L'unité chaotique des Kebdana (DE LUCA, 1984) est aussi un olistostrome d'âge tortonien, qui repose sur des terrains déformés du Miocène moyen ou du Jurassique. Elle se compose de blocs dispersés sans ordre apparent dans une matrice marneuse plus ou moins abondante. Le diamètre des blocs varie du millimètre cube au kilomètre cube. On y reconnait des éléments de roches magmatiques : dolérites triasiques, mais aussi des granitoïdes, des roches métamorphiques et tout un cortège de roches sédimentaires très diverses : dolomies, gypse, calcaires, phtanites, grès, etc.. A l'aide d'arguments cartographiques, DE LUCA (1984) montre que, même si les blocs qu'elle contient ont une origine plus ou moins lointaine, il s'agit d'une formation autochtone, discordante sur son substratum. Vers le haut, elle passe aux marnes du Tortonien supérieur du bassin de Nador.

Des séries peu différentes sont décrites ailleurs par LEBLANC (1979) et VIDAL (1984). Tous ces terrains constituent un complexe chaotique d'âge tortonien, répandu sur une large partie du Rif externe. Cet Olistostrome prérifain recouvre en discordance aussi bien les séries schistosées de Ketama et des Temsamane que les massifs d'avant-pays de Gareb et des Kebdana. Par rapport à la phase tangentielle synschisteuse de l'Intrarif et du Mésorif, il constitue donc un néo-autochtone (FRIZON de LAMOTTE, 1981) déposé

après le raccourcissement majeur. Il est ensuite recouvert partiellement par les nappes rifaines.

-d. Les nappes rifaines

Comme leurs équivalents algériens, ce sont des nappes déracinées à mise en place gravitaire qui recouvrent le Rif externe et l'avant-pays rifain.

La nappe rifaine supérieure d'Aknoul, comme celle des Senhaja, montre des affinités intrarifaines. Elle repose en général sur l'olistostrome prérifain. Elle inclut à sa base stratigraphique des pélites noires apto-albiennes (dans la nappe des Senhaja, le flysch crétacé débute à l'Hauterivien terminal) et des marno-calcaires cénomaniens. Le Turonien peut-être, et en tout cas le Sénonien sont représentés par des marnes bleues à miches calcaires à *Globotruncana*. Le sommet de la colonne de l'Eocène est constitué de calcaires massifs et de marnes de l'Eocène supérieur qui contiennent des horizons conglomératiques.

Les unités rifaines inférieures à affinités mésorifaines comme la nappe de Bou-Haddoud sont constituées de bas en haut par : un flysch Jurassique supérieur de type « Ferrysch » ; un calcaire tithonique ; des marno-calcaires néocomiens ; un flysch Crétacé inférieur à ammonites ; des marnes et calcaires à silex du Crétacé moyen ; des marno-calcaires, du Sénonien à la base de l'Eocène.

Les nappes d'Ouezzane, du Habt et des Tsoul contiennent des séries allant du Crétacé supérieur au Miocène moyen. Comme celles d'Aknoul et du Habt, la nappe d'Ouezzane serait la couverture décollée de l'unité de Ketama-Tanger.

Il faut noter la faible intensité des déformations qui affectent ces nappes, contrastant avec ce que l'on observe dans l'Unité de Ketama ou la demi-fenêtre du Nekor.

-e. L'avant-pays ; ex. les Rides sud-rifaines

L'histoire sédimentaire (FAUGERES, 1981), comprend plusieurs épisodes, marqués par des variations dans les faciès et les épaisseurs des séries sédimentaires. Du Trias supérieur à la base du Bajocien, des effondrements réalisent la création et, à plusieurs reprises, le morcèlement du bassin, avec des séries voisines de celles du domaine moyen-atlasique. Après une période d'instabilité tectonique comprise entre le Bajocien supérieur et le Miocène moyen, la transgression prérifaine s'avance vers le sud et recouvre la région des rides sud-rifaines, soumise à une compression pratiquement continue du Miocène supérieur au Quaternaire.

C'est une histoire comparable que l'on retrouve dans le massif du Terni, à l'avant-pays du Rif oriental. Cette région, émergée depuis le Jurassique, est recouverte au Miocène supérieur. Au-dessus de la "molasse de base", constituée par des conglomérats et des calcarénites, les sédiments qui se déposent dans cette partie du Sillon sud-rifain sont marneux ; ils représentent le Tortonien supérieur et le Messinien. Ils sont surmontés par la masse allochtone de la nappe prérifaine dont la mise en place est contemporaine de la sédimentation au sommet de la série autochtone. Des traces d'une tectonique distensive synsédimentaire dans l'avant-pays suggèrent que des failles normales ont contrôlé la mise en place de la nappe prérifaine (LEBLANC, 1990).

Après avoir constitué à l'Oligo-Miocène une zone d'apport pour les séries détritiques du Rif externe (MORLEY, 1992), le Gharb a connu, comme le Saïs, une subsidence de plus

en plus importante au cours du Miocène. Les dépôts du Miocène terminal et du Pliocène constituent une série régressive (CIRAC, 1978).

Dans la définition de l'avant-pays rifain, on n'oubliera pas la marge atlantique du Maroc, dont la plaine abyssale a reçu, à une époque récente, une part importante de l'olistostrome (BONNIN et al., 1975).

5.4.2.2. Evolution sédimentaire du Rif externe

-a. du Trias au Jurassique terminal

- Le matériel triasique est représenté parfois dans des coupes continues comme dans l'Unité de Ketama et les nappes voisines, mais le plus souvent il est emballé dans des séries plus récentes. Les faciès rencontrés dans le Rif externe : argilites rouges, évaporites, roches magmatiques basiques et carbonates, sont peu différents au total de ceux des domaines mésétien et atlasique mais ils contrastent, par contre, avec ceux du Rif interne.
- Le Lias inférieur et moyen épais et carbonaté, le Lias supérieur, avec des marnes condensées à Ammonites, le Bajocien et Bathonien inférieur à Ammonitico rosso et argiles à posidonomyes montrent, eux aussi, des faciès comparables à ceux que l'on peut rencontrer dans l'Atlas. Comme là, ils traduisent l'installation d'une plate-forme carbonatée, puis son morcellement par un système de horsts et de grabens avec, localement, la mise en place de magmas alcalins.
- Au Bathonien supérieur et pendant la plus grande partie du Malm, le "Ferrysch" (WILDI, 1981) est une puissante formation détritique terrigène qui résulte du dépôt de sédiments pélitiques et arénacés d'origine saharienne, amenés jusque dans un delta du Rif externe par une "Paléo-Moulouya". Cette sédimentation, rencontrée aussi dans le Masgout et les Beni-Snassen, est contemporaine de l'affaissement du fond marin sous l'effet conjugué de la subsidence thermique et de variations eustatiques : WILDI (1983) estime que la zone de dépôt de l'unité de Ketama est passée, entre le Callovien inférieur et l'Oxfordien, du plateau continental externe (200-500 m de profondeur) à la zone abyssale (2000 m ?). Cet approfondissement aurait évolué, au moins localement, jusqu'à la dénudation de la marge africaine au droit de l'unité de Ketama, où se trouvent les péridotites de Beni Malek (MICHARD et al. 1997). Pendant l'affaissement de la marge africaine, le domaine méridional, dans les rides sud-rifaines, émerge.

-b. du Jurassique terminal à l'Eocène

- Au Jurassique terminal, des calcaires micritiques à calpionelles et *Aptychus* marquent l'établissement d'une plate-forme dont la partie distale est connue dans le Prérif au Kimméridgien-Tithonique inférieur. Sa dislocation intervient rapidement ensuite, induisant le dépôt des turbidites carbonatées du Tithonique moyen et supérieur. Dans la région des "Sof", à la limite entre le bassin et la plate-forme nourricière, située au sud, les mouvements tectoniques se traduisent par des failles normales synsédimentaires et des réductions d'épaisseur du Tithonique supérieur, interprétées comme le résultat de basculements de blocs d'échelle kilométrique. Dans le Prérif, on trouve à cette époque des calcaires noduleux puis des marnes bleues. Le Crétacé et le début du Tertiaire verront ensuite le comblement des fonds ainsi créés.
- Le Crétacé inférieur est marqué par l'arrivée, dans le bassin profond, de marnes et de pélites qui, dans le domaine mésorifain et surtout dans les unités

intrarifaines (Ketama), évoluent à l'Aptien et l'Albien inférieur vers le "flysch albo-aptien" épais de 300 à 600 m. Les figures sédimentaires y indiquent une alimentation du sud et de l'est, en provenance de l'Ouarsenis (WILDI, 1983). La question reste posée des rapports entre ces turbidites et les flyschs maghrébins.

- Le Crétacé supérieur est peu représenté dans l'unité de Ketama, les terrains de cet âge formant les nappes rifaines. Ce qui en reste présente des faciès profonds de micrites siliceuses, radiolarites et argilites. Dans l'unité de Tanger, les phtanites turoniennes, déposées sous la limite de compensation des carbonates, seraient un équivalent distal des phtanites mésorifaines. Cette relation suggère une origine commune, africaine, pour ces deux ensembles. Plus au sud, dans les unités méso- et prérifaines, on passe à des marnes et des marno-calcaires et, plus au sud encore, le domaine sud-rifain est émergé pour la plus grande part. Au Sénonien, des remaniements importants et des glissements de pente sont notés, en particulier dans les zones internes de l'unité de Tanger et dans les unités mésorifaines.

- Le Paléocène est surtout marneux, mais on y rencontre des calcaires à nummulites dans l'unité du Loukkos, écailles très externes de l'unité de Tanger et dans certaines unités prérifaines. L'Eocène est d'abord représenté par des marno-calcaires à silex, avec des faciès néritiques et des récifs dans le Prérif, et des calcaires détritiques dans la nappe d'Aknoul et dans la partie occidentale du domaine mésorifain. Au Lutétien et au Priabonien apparaissent des bancs de grès et des conglomérats dans le Prérif, la nappe d'Ouezzane et l'unité de Tanger, en prélude aux premiers mouvements.

-c. Oligocène et Miocène

- L'Oligocène, l'Aquitanien et le Burdigalien basal voient le bassin se combler par des sédiments détritiques, connus sous le nom de Grès de Zoumi dans le domaine mésorifain. C'est l'époque du dépôt de la série numidienne et, au nord, du flysch gréso-micacé des Beni-Ider. A cette époque (Miocène inférieur), le Prérif est émergé, au sud du sillon détritique. La situation s'inverse ensuite par l'évolution du domaine prérifain en un bassin d'avant-pays.

- Le Miocène supérieur (Tortonien) est l'époque du dépôt de l'olistostrome prérifain et des marnes et argiles "post-nappes" du Tortonien supérieur. On s'est interrogé sur l'origine du matériel déposé dans le sillon prérifain : origine proche, ou bien plus lointaine, au-delà même de la zone intrarifaine. LEBLANC et SEPTFONTAINE (1983) étudient le matériel de niveaux conglomératiques d'âge Eocène supérieur à la base du Miocène moyen, contenus dans la série détritique de type flysch du Rif oriental. Quel que soit l'âge sédimentaire des galets (calcaires néritiques du Malm, basanites tertiaires, etc..), leurs faciès sont ceux de l'avant-pays oriental prérifain. Ceci est d'ailleurs corroboré par un fait négatif : l'absence, dans le cortège détritique, de galets crétacés, comme est dépourvue d'épaisses séries crétacées cette région de l'avant-pays rifain oriental, à la différence d'autres régions du Rif externe et du domaine des flyschs. C'est donc ici, dans l'avant-pays rifain, et non dans des zones lointaines, qu'il faut chercher, pour ces auteurs, l'origine du matériel détritique déposé avant le Tortonien dans le bassin prérifain. L'olistostrome prérifain trouve son équivalent oriental dans l'unité chaotique des Kebdana (DE LUCA, 1984). Discordante sur les terrains du Miocène moyen et même du

Jurassique, cette unité est d'âge Tortonien supérieur. Elle est déformée antérieurement au Messinien.

-d. Néogène et Quaternaire post-nappes

Les terrains du Miocène post-nappes sont datés par WERNLI (1985) et analysés dans le Rif oriental, avec ceux du Quaternaire, par GUILLEMIN et HOUZAY (1982) dont on exposera ici brièvement les conclusions. Les séries néogènes reposent en discordance angulaire majeure sur tous les terrains sous-jacents. On y reconnaît plusieurs cycles sédimentaires :

- Cycle tortonien

La transgression postérieure à la mise en place des nappes s'effectue au Tortonien supérieur, daté par *Globorotalia acrostaensis*. Les sédiments, grossiers et conglomératiques à la base, deviennent plus fins en haut de la série et ils passent, dans le bassin de Melilla, à des alternances marno-gréseuses surmontées par les rhyolites et les tufs acides du Cap de Trois Fourches.

- Cycle messinien

Les terrains messiniens sont transgressifs et discordants sur ceux du Tortonien. Un conglomérat de base à éléments de socle marque le début du cycle. On passe ensuite à des dépôts fins dont la disposition et les variations latérales sont variables d'un bassin à l'autre. A l'intérieur d'un même bassin, il semble que l'on passe rapidement de faciès littoraux (grès coquilliers) à des calcaires récifaux, tels ceux de Melilla, et à des faciès profonds (marnes). Le cycle se termine avec une régression indiquée par le dépôt de faciès fluvio-deltaïques et laguno-lacustres. Notons, enfin, l'activité volcanique constante au cours de cette période.

- Cycle pliocène

Le Pliocène inférieur à *Globorotalia margaritæ* est transgressif à la fois sur les couches messiniennes sur les coulées volcaniques. On ne connaît pas d'intercalations volcano-sédimentaires pliocènes. Les terrains sont des marnes plus ou moins sableuses.

- Quaternaire

Les dépôts continentaux se sont effectués dans les terrasses alluviales, sur les piedmonts, etc.. Des cycles marins successifs, séparés par des épisodes continentaux, sont distingués : maarifien, anfatien, rabatien et ouljien, par référence aux dépôts atlantiques. Ils jalonnent le mouvement régressif d'ensemble.

-e. Le volcanisme miocène

Des centres émissifs parfois complexes sont situés dans les bassins sédimentaires miocènes et pliocènes du Maroc oriental. Avec ceux de l'Oranais et des cordillères bétiques, d'Almeria à Alicante, ils s'alignent selon un axe "trans-Alboran" (HERNANDEZ *et al*., 1987). Au Maroc, les données pétrologiques et chronologiques (HERNANDEZ et BELLON, 1985) permettent de caractériser et de dater les épisodes magmatiques pour chacun de ces centres.

Le volcan de Ras Tarf, lié au bassin de Boudinar, est tortonien. Ses laves sont des andésites, et des brèches pyroclastiques sont émises;

Le complexe du Gourougou-Cap des Trois Fourches, non loin de Melilla, est en relation avec le bassin du Kert. Les roches émises, surtout des latites, sont datées entre 9,6 et 4,7 Ma, avec des filons de basanitoïdes à 2,6 Ma;

Le volcan de Guercif, situé dans le bassin du même nom, a émis les shoshonites du Guilliz, de 8,02 à 4,9 Ma, et des basaltes alcalins de 5,9 Ma au Quaternaire.

La comparaison des données pétrologiques et chronologiques montre l'absence de zonation de ce volcanisme. Des variations de l'indice de différenciation, par exemple, parallèle entre les roches du Gourougou et de Guercif, suggèrent des épisodes volcaniques contrastés, liés à un contrôle tectonique dont on montre par ailleurs qu'il est responsable de l'ouverture des bassins sédimentaires. C'est dire que ce volcanisme, comme d'ailleurs celui des Bétiques, n'est pas lié, comme on l'a cru, à une subduction miocène ou plus ancienne. Il faudrait l'interpréter, plutôt, comme le résultat du jeu de grands accidents décrochants à l'échelle lithosphérique, affectant un manteau anormal.

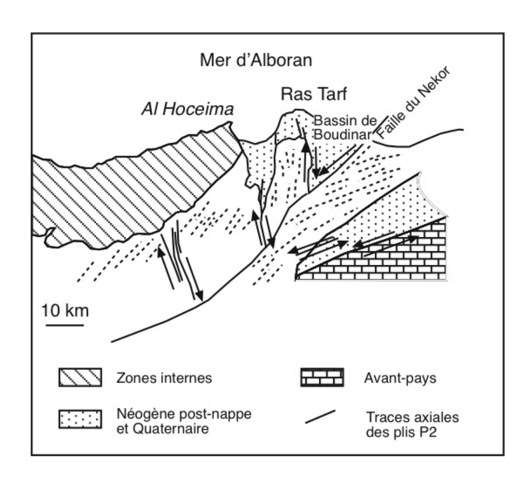


Fig. 68. Région du Nekor (Rif oriental)

5.4.3. Evolution tectonique

5.4.3.1. L'Unité de Ketama

Au point de vue structural, l'Unité de Ketama est affectée par deux épisodes de déformations synschisteuses (ANDRIEUX, 1971). Le premier développe des plis isoclinaux N 70 E déversés au SSE, contemporains du développement d'une schistosité métamorphique. Le second, post-Miocène moyen, replisse les structures antérieures. Des plans de cisaillement subhorizontaux transposant cette schistosité indiquent un transport vers le SSW (Fig. 68). Une seconde schistosité, S2, est limitée à la partie méridionale de l'unité. Le métamorphisme anchi- à épizonal est synschisteux, immédiatement antérieur aux cisaillements plats (FRIZON de LAMOTTE et LEIKINE, 1985). L'absence d'évolution métamorphique dans les roches gréso-pélitiques de l'Oligocène supérieur serait due, pour LEIKINE *et al.* (1991), à un simple contrôle lithologique, et ne signifierait donc pas nécessairement un âge anté-Oligocène pour la déformation symmétamorphique.

5.4.3.2. Les unités mésorifaines

Comme dans l'unité de Ketama, une première déformation synschisteuse est notée dans le massif des Temsamane (FRIZON de LAMOTTE, 1982). La schistosité, plan axial de plis fermés d'axes WSW-ENE, est contemporaine d'un métamorphisme épizonal dont l'intensité croît en direction de la zone du Nekor. Les premières structures sont reprises par une seconde déformation, post-Miocène moyen, datée sur minéraux dans le massif des Temsamane nord à 8,2 ± 0,4 Ma (MONIE et al., 1984).

Les directions axiales, N 50 à N 120 E, passent progressivement de l'une à l'autre. Cette disposition, avec la présence d'accidents décrochants sénestres N 70 E, s'interprète comme le résultat, au cours de l'épisode 2, de l'activation de failles de socle au droit de l'accident du Nekor (FRIZON de LAMOTTE, 1982). Les divers décrochements, synthétiques et antithétiques, et les plis P2, indiquent l'orientation de la contrainte majeure et sa réorientation au voisinage des décrochements actifs (fig. 66). Notons que cette déformation symmétamorphique

est antérieure à la mise en place des nappes gravitaires externes.

De l'unité intrarifaine du Loukkos au Prérif interne, en passant par les boutonnières mésorifaines, une succession de plats et de rampes réalise l'empilement d'unités chevauchantes séparées par des niveaux stratigraphiques de décollement à la base des séries triasiques et jurassiques. L'édifice de nappes s'est constitué au-dessus du socle anté-mésozoïque ici non affecté, avec un taux de raccourcissement variable selon les transects, 24 % dans le Rif occidental, entre Chefchaouen et Ouezzane, et 33% dans le Rif central, entre Taza et Ketama.

Le bassin de dépôt des Grès de Zoumi est décrit comme un bassin d'avant-pays, au front des unités intrarifaines (BEN YAICH et al., 1989b), peut-être transporté ("*piggy back*") sur les écailles mésorifaines (MORLEY, 1988)

5.4.3.3. Les unités prérifaines et les nappes rifaines

L'olistostrome prérifain est discordant sur les terrains antérieurs, affectés par deux schistosités. Il est lui-même dénué de toute déformation pénétrative.

Sur la transversale de Taza, la succession des diverses nappes prérifaines au-dessus de l'olistostrome prérifain est la suivante, de bas en haut :

- nappes des Senhaja
- nappe d'Ouezzane
- nappe d'Aknoul

Cet empilement traduit l'ordre d'arrivée des nappes d'abord dans un bassin du Nekor comblé par la nappe des Senhaja puis dans un bassin prérifain plus méridional, rejoint par la nappe d'Ouezzane, la nappe d'Aknoul étant finalement déposée directement sur celle des Senhaja. Plus à l'ouest, les nappes des Senhaja et d'Aknoul ne sont pas représentées et le bassin n'est comblé, au nord de celui, actuel, du Gharb, que par des éléments d'origine Ouezzane.

Dans la nappe d'Aknoul, FRIZON de LAMOTTE et LEIKINE (1985) montrent que la partie inférieure de la nappe est structurée par deux épisodes ; le premier, D1, est antérieur au départ de l'unité. Il se traduit par une schistosité subhorizontale liée à un métamorphisme anchizonal. Elle est contemporaine d'une forte pression fluide dont témoignent de nombreux filonnets calcitiques. Le second épisode, D2, est marqué par le développement de plis à vergence sud. Il est donc tentant de considérer que lors du premier épisode de déformation, les terrains constituant la nappe d'Aknoul, encore en position stratigraphique normale au-dessus de ceux de l'unité de Ketama, ont été déformés avec eux. Le découplage des deux unités résulterait de l'accumulation des fortes pressions fluides à leur interface. Le départ de la nappe d'Aknoul et son glissement gravitaire vers le sud s'accompagnerait du développement des plis P2 à vergence sud.

Dans le Rif oriental, le petit massif du Khebaba (= Ouaourid), à matériel paléozoïque et triasique, était considéré comme une klippe issue du Rif externe et charriée sur la nappe d'Aknoul. Ses contacts avec les marnes crétacées de la nappe d'Aknoul plongent généralement sous le matériel paléozoïque. Par ailleurs, la comparaison avec des affleurements paléozoïques de la Zaouiat Sidi Haj Ali proches d'une dizaine de kilomètres suggère que, comme ceux-ci, il constitue une partie de la nappe des Senhaja. Ainsi, ce massif, intégré dans la nappe des Senhaja, elle-même recouverte par celle d'Aknoul, aurait été ensuite mis en place au sein de cette dernière unité par un mécanisme d'extrusion, peut-être à la suite du blocage local du déplacement tangentiel de la nappe.

5.4.3.4. Avant-pays rifain

La chaîne du Gareb représente le substratum des nappes rifaines. On y distingue une tectonique coulissante comparable à celle représentée dans le massif des Temsamane, mais ici non métamorphique, suivie par des charriages de faible ampleur (ELADRAOUI et LEBLANC, 1988).

Les structures des rides sud-rifaines, d'âge mio-pliocène (FAUGERES, 1981), sont des failles inverses NE-SW, chevauchantes sur le Gharb ; d'autres, E-W à N 110, isolent le domaine sud-rifain de la plaine du Sais. Les composantes latérales de ces failles, respectivement dextre et sénestre, suggèrent un jeu conjugué sous l'action d'une compression régionale N 70 E. Un jeu plus récent de ces failles, quaternaire, résulterait d'une compression subméridienne. Des plis contemporains sont liés aux structures cassantes et à une tectonique salifère démontrée par des sondages.

Dans le bassin du Saïs, AIT BRAHIM et CHOTIN (1984, 1989) mettent en évidence, avec des arguments micro-tectoniques, une rotation anti-horaire des directions de contrainte. La direction régionale de raccourcissement évolue d'une orientation N 150 E pour une phase anté-Miocène à N 70-90 E au Tortonien, à N-S au Pliocène supérieur-Quaternaire ancien.

Dans l'avant-pays rifain oriental (fig. 66), les terrains post-nappes, sédimentaires et volcaniques, des bassins de Boudinar, Guercif, etc.., ont enregistré des événements compressifs dont la succession est énumérée par CHOTIN et AIT BRAHIM (1988) et MOREL (1989).

- Au Tortonien, les bassins s'ouvrent au droit des décrochements. Le fonctionnement des décrochements sénestres du Nekor et de ceux, probablement synthétiques, de Temsamane et de Gareb nord ouvre les bassins de déchirure de Kert, Guercif, etc.; le bassin de Boudinar s'ouvre sur le décrochement dextre antithétique subméridien du Bas Nekor. La direction régionale de raccourcissement est alors N 40 E. C'est cette même compression régionale, et ce sont les mêmes zones de distension locale qui permettent et guident la mise en place des magmas calco-alcalins de Ras Tarf et du Cap des Trois Fourches.

- De la fin du Tortonien au Messinien, les accidents E-W (Kebdana, Gareb) sont activés en failles inverses, les accidents N-S qui bordent le bassin de Boudinar le sont en failles normales, et le jeu sénestre le long des accidents N 50-70 E se poursuit. La direction de compression est devenue sub-méridienne. C'est l'époque du volcanisme shoshonitique du Gourougou et du Guilliz dont les produits se mettent en place dans des mega-fentes de tension liées au jeu sénestre des accidents majeurs.

- De la fin du Messinien au Quaternaire, les accidents E-W et NW-SE ont un jeu dextre, et une composante sénestre apparaît le long des accidents N-S à N 40-50 E. La direction régionale de raccourcissement a encore tourné ; elle est à présent NNW-SSE comme l'indique, par ailleurs, le plissement d'axe N 70-80 E observé dans les Kebdana et le Gareb. Les laves alcalines de Guercif et du Gourougou sont mises en place dans ce champ de contrainte.

5.5. L'orogenèse rifaine; aspects structuraux

5.5.1. Datation des événements orogéniques majeurs

Dans les Sebtides, un épisode métamorphique à 20-25 Ma est certain, mais il peut se superposer à des structures plus anciennes. Ailleurs dans

le Rif, les datations des épisodes de déformation procèdent le plus souvent de l'observation des discordances angulaires recoupant des structures compressives et c'est sur ces bases que l'on montre que la déformation miocène est majeure dans la chaîne. On distingue une phase au Miocène inférieur et l'autre, paroxysmale, au Miocène supérieur.

La Phase du Miocène inférieur est datée, dans les zones internes, par le métamorphisme à 20-25 Ma et, dans les zones centrales et externes, par différents contacts et observations :
- la formation du jbel Binet scelle, dans le Rif oriental, le contact entre la nappe rifaine de Bou-Hadddoud et celle d'Aknoul ;
- la série des Beni Issef scelle, à l'ouest de Chefchaouen, le contact de l'unité de Tanger sur celle du Loukkos ;
- la schistosité symmétamorphique du Rif oriental n'affecte que les terrains du Miocène inférieur (SEPTFONTAINE, 1984; WERNLI, 1985). HERNANDEZ et al. (1987) et CHOTIN et AIT BRAHIM (1988) insistent sur les phénomènes magmatiques contemporains de cette compression.

La Phase majeure du Miocène supérieur se traduit par des structures diverses, dans les zones internes comme dans les zones externes :
- le charriage des zones internes sur la zone des flyschs et le domaine externe ;
- des structures plicatives et symmétamorphes dans le Rif central ;
- la mise en place de la Nappe prérifaine ;
- le jeu décrochant des accidents sénestres comme celui de Jebha et du Nekor.

Dans leur ensemble, ces événements miocènes amènent l'empilement des écailles et des nappes avec la remobilisation du socle et un métamorphisme suffisamment important pour effacer l'empreinte d'événements thermiques plus anciens. Ces structures sont, à leur tour, scellées par le "Miocène supérieur post-nappes", ensemble de terrains eux-mêmes déposés en régime compressif. Un épisode distensif tardif, bien visible dans le Rif interne, affecte ensuite les diverses structures compressives et se traduit, en Méditerranée, par l'effondrement de la mer d'Alboran.

5.5.2. Charriages et translations

La disposition structurale du Rif, dominée par la vergence très affirmée des zones internes vers les zones externes (à part quelques rétro-charriages de faible ampleur) ne suppose pas nécessairement le cylindrisme de la chaîne. FRIZON de LAMOTTE (1987a) insiste au contraire sur le rôle de translations longitudinales débutant à la fin de l'Oligocène telles que celles mises en évidence et décrites en détail dans le massif des Temsamane ; dans cette optique, les plans de cisaillement subverticaux ne sont pas nécessairement des plans de charriage redressés postérieurement, mais il peut s'agir - comme dans le cas de l'accident du Nekor- d'une structure fondamentale, née raide.

Actuellement, le Rif est découpé en blocs crustaux séparés par des failles actives. L'analyse tectonique et l'étude des mécanismes au foyer des séismes actuels et historiques montrent une contrainte compressive N-S et une extension régionale E-W (AIT BRAHIM et al., 1990), résultant du blocage actuel de la convergence Afrique-Europe.

5.5.3. Structure profonde

Profond d'environ 30 km sous la Meseta, le Moho remonte à 27 km sous le Rif externe, puis redescend à 35 km sous les zones internes. La mer d'Alboran aurait une croûte continentale amincie à 15-20 km d'épaisseur. A l'échelle de la lithosphère, l'imagerie tomographique suggère que la lithosphère des Bétiques plonge jusqu'à 350 km de profondeur sous la mer d'Alboran, et qu'un fragment détaché apparaît encore à 600 km de profondeur, souligné par des séismes profonds (CALVERT et al., 2000).

5.6. L'orogenèse rifaine; aspects géodynamiques

5.6.1. Cinématique de la plaque Afrique

L'individualisation et l'évolution des domaines rifains sont étroitement liées à l'évolution géodynamique de cette partie de la plaque nord-africaine au Méso- et au Cénozoïque. Le rifting et l'ouverture de l'Atlantique central, dont on a vu l'enregistrement dans les dépôts de la marge et des plaines côtières atlantiques, s'effectue au Mésozoïque et une croûte océanique est connue au Callovien. L'ouverture atlantique se réalise alors par une dérive de l'Afrique vers l'est (DERCOURT et al., 1985). Les données de la cinématique océanique (OLIVET et al., 1984 ; SAHABI et al., 2004) montrent qu'à cette époque : Jurassique et Crétacé inférieur, l'Atlantique nord n'est pas ouvert et que l'Ibérie, en particulier, reste solidaire du Banc de Terre-Neuve. Le mouvement différentiel de l'Afrique, avec son promontoire apulien, par rapport à la plaque Europe-Ibérie se résout le long de la Faille transformante Gibraltar-Açores qui se prolonge à l'ouest au long de la bordure méridionale du Banc de Terre-Neuve. A partir du Crétacé inférieur, la séparation devient effective entre l'Europe et l'Amérique du Nord et le mouvement de l'Ibérie devient solidaire de celui de l'Afrique. En même temps, un changement dans la cinématique de l'Atlantique se marque par l'ouverture de l'Atlantique sud et induit la rotation anti-horaire de la plaque Afrique et son mouvement vers le nord. Celui-ci va se traduire par la convergence alpine Afrique-Europe, encore actuelle.

5.6.2. Le fonctionnement de la marge transformante nord-africaine

Le modèle cinématique du fonctionnement de la marge nord-africaine ne peut être aisément déduit du Rif lui-même, tellement la déformation cénozoïque oblitère les relations mutuelles initiales et l'orientation des divers domaines de la chaîne. CATTANEO (1991) et CATTANEO et GELARD (1989) étudient l'avant-pays rifain oriental et son prolongement en Algérie et ils voient dans son évolution sédimentaire au Jurassique supérieur l'enregistrement des contraintes et des déformations subies par la marge nord-africaine au cours de la dérive vers l'est de l'Afrique. Les quatre séries sédimentaires du Malm sont déposées sur un soubassement dont la fragmentation et la subsidence sont contrôlées par deux familles de fractures, toutes deux héritées de la déformation hercynienne. La première, orientée N 45-70 E, soulignée par des dépôts chaotiques, est responsable de l'affaissement synsédimentaire du fond du bassin ; la seconde, N110-130 E, a un jeu vertical mais elle a aussi une composante latérale qui découpe et décale les bassins. Cette disposition, qui se suit

jusque dans l'Atlas saharien, est semblable à celle de l'ancienne marge transformante figurée par DERCOURT et al. (1985) : la direction N 45-70 E serait en ouverture, plus ou moins parallèle à l'axe de l'Océan atlantique et de l'Océan liguro-piémontais, les accidents N 110-130 E étant des failles transformantes greffées sur la limite transformante majeure. Au cours du Jurassique et du Crétacé inférieur, la Chaîne calcaire est un élément du promontoire apulien et il faut distinguer, avec EL HATIMI et al. (1991), la branche occidentale, le Haouz, et la branche méridionale, c'est-à-dire la partie méridionale de la Dorsale *s. str.*. Le Haouz est la marge extensive orientale d'une zone prolongeant l'océan liguro-piémontais, marquée par la dénudation du manteau et la remontée des péridotites des Beni-Bouchera. La marge méridionale est le siège de mouvements coulissants sénestres (OLIVIER, 1990) liés au fonctionnement de la faille transformante Gibraltar-Açores.

Les actuelles Externides rifaines montrent bien, à partir du Jurassique supérieur, l'enfoncement rapide et important de la marge africaine vers le nord, enregistrée par la dénudation du manteau de l'Intrarif oriental dont témoignent les péridotites serpentinisées de Beni Malek, le dépôt des sédiments profonds du « Ferrysch », du Flysch albo-aptien, etc..

5.6.3. Le Bloc d'Alboran et la disposition antérieure au serrage alpin

Le Bloc d'Alboran (ANDRIEUX, 1971; KORNPROBST, 1971) est la partie occidentale d'un ensemble à substratum originellement continental, le bloc d'Alkapeca, constitué du Rif, des Bétiques internes et des Kabylies, auxquels il faut ajouter les unités péloritaines de Sicile et les nappes de Sila en Calabre. Ces régions ont en commun : une croûte continentale (gneiss, kinzigites, etc..), où des péridotites indiquent des processus d'amincissement encore insuffisamment datés ; des unités paléozoïques comprenant des flyschs ; des séries mésozoïques, du Jurassique au Crétacé inférieur, à sédimentation pélagique et condensée.

Au début du Mésozoïque et jusqu'au Crétacé inférieur, le domaine d'Alboran est situé au nord de la plaque Afrique. Il est séparé de celle-ci par la zone transformante sud-Alboran, prolongement oriental de la Faille transformante Gibraltar-Açores (Fig. 69 : A1). Au début du Cénozoïque, il est écrasé par la convergence Afrique-Europe et disloqué ; une partie orientale, la Kabylie, est charriée sur la marge africaine et une partie occidentale, le Rif et les Bétiques internes, est transférée latéralement vers l'ouest par le jeu de failles sénestres (Accidents de Jebha et Nador), avant d'être elle-même charriée sur les zones externes et les avant-pays rifains et bétiques (WILDI, 1983).

5.6.4. La déformation alpine

Elle résulte de la convergence Afrique-Europe, engagée depuis le Crétacé supérieur (80 Ma). Ses effets se font sentir dans le Rif plus tardivement que dans les domaines algériens et ils ne sont stratigraphiquement enregistrés, au plus tôt, qu'à l'Eocène, sinon dans les Sebtides (MICHARD et al., 2002), du moins dans leurs équivalents bétiques (CHALOUAN et MICHARD, 2004).

Bassin valaisan
Briançonnais
Fossé maghrébin
océan bétique
ALKAPEKA
océan ligure
MESETA
ADRIA

1. Crétacé inférieur
(140-118 Ma)

2. Eocène inférieur
(50-40 Ma)

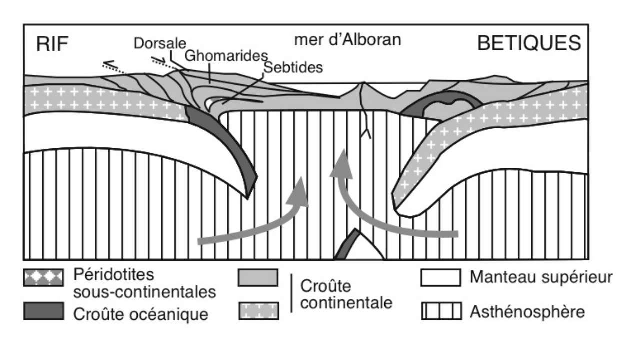
3. Eocène supérieur-Oligocène
(30-25 Ma)

Coupe B

4. Miocène inférieur
(18-14 Ma)

Alkapeka et blocs dérivés
Bassins profonds téthysiens
Bassins profonds méditerranéens

A: Evolution vue en carte



B. Coupe au Miocène inférieur

Fig. 69. Cartes géodynamiques du domaine ouest-téthysien et coupe dans la chaîne rifo-bétique

L'Eocène supérieur-Oligocène est, comme en Kabylie, en grande partie une période d'émersion pour les Ghomarides, terre d'apport pour la Dorsale en position de marge et pour le sillon des flyschs. Si, comme le propose un modèle alternatif de CHALOUAN et MICHARD (2004), le métamorphisme HP-BT des Sebtides (et des Alpujarrides) est d'âge oligocène, il faut dater de cette époque la subduction maghrébine et les déformations qui l'accompagnent, suivies, en conditions BP-HT par l'exhumation des zones internes de la chaîne. Le bloc Alkapeca est alors fragmenté (Fig. 69 : A4) et sa partie occidentale, désormais individualisée (bloc d'Alboran) entre en collision (oblique : voir les failles sénestres du Nekor, de Jebha, etc.) avec l'Afrique. La fermeture des bassins des flyschs vers 19 Ma puis la mise en place vers l'ouest et le sud des unités déracinées participent à la constitution d'un prisme d'accrétion, dans un contexte de retrait vers le sud-est et du plongement du plan de subduction (fig. 69 B). La délamination de la lithosphère entre Rif et Bétiques ouvre, à l'Oligocène supérieur-Miocène moyen, la mer d'Alboran, partie occidentale de la Méditerranée. Cet épisode extensif est enregistré à la fois par des glissements en direction de l'est et du nord-est (c'est à lui qu'il convient de relier la mise en place, en « rétro-charriage », du lambeau numidien du jbel Zem Zem sur les zones internes), la fin du métamorphisme HT et l'arrivée de magmas calco-alcalins (MAURY et al., 2000).

Le scénario de CHALOUAN et MICHARD (2004), brièvement résumé ici, se distingue par plusieurs points de de celui de MICHARD et al. (2002) et de ceux d'autres travaux antérieurs:

- les péridotites infra-continentales de Beni Bousera (et leurs équivalents espagnols de Ronda) ne seraient pas des diapirs asthénosphériques néogènes responsables du métamorphisme des Sebtides et des Alpujarrides. Au contraire, ce seraient des roches issues du rifting téthysien (en témoignent des âges triasiques et jurassiques obtenus sur celles des Alpujarrides), insérées tecto-niquement dans des niveaux relativement élevés de la croûte au cours de la subduction-collision ;
- de part et d'autre du bloc continental d'Alboran on décèle des traces d'une croûte amincie ou océanique, dans les fossés des flyschs rifains d'une part et dans les Internides bétiques d'autre part. Au Crétacé supérieur-Eocène, le bloc d'Alkapeca prolonge le domaine alpin, et la subduction alpine de cet âge, à pendage au sud-est, se poursuivait au flanc nord-ouest de ce bloc jusque dans les Bétiques ;
- le développement d'une « nouvelle subduction », au Miocène, dans le Rif cette fois, est expliqué par le blocage de celle qui s'était développée auparavant de l'autre côté du bloc d'Alboran. C'est cette subduction qui explique dans les zones rifaines externes la fermeture des bassins des flyschs et le développement d'un prisme orogénique déversé sur l'avant-pays, et au- delà des zones rifaines internes, l'ouverture du bassin méditerranéen, interprété comme un bassin d'arrière-arc.

A RETENIR

Le Rif est constitué par plusieurs zones structurales, empilées schématiquement du NE au SW.

I. Le Rif interne

Il est considéré comme appartenant à un ancien bloc continental (Bloc d'Alboran), lui même fragment d'une ancienne microplaque continentale individualisée au Mésozoïque entre Afrique et Europe. Les unités qui le composent sont, structuralement, de la base au sommet :

1. Les Sebtides

Ensemble de roches cristallines où l'empreinte d'un métamorphisme alpin d'âge miocène est toujours importante, masquant probablement les effets d'un métamorphisme plus ancien (hercynien). Les conditions du métamorphisme alpin varient dans le temps, traduisant une remontée rapide du bâti orogénique depuis une première phase, peut-être générale, de Très Haute Pression ayant conduit au développement de faciès de Schistes bleus et d'éclogites, jusqu'à une phase à Haute température-Basse pression.

Des plus basses structuralement aux plus hautes, les unités sebtides sont les péridotites, des gneiss, des micaschistes et des schistes qui, au sommet, sont d'âge triasique. Toutes sont affectées par une foliation synmétamorphique puis par des structures extensives, ductiles puis cassantes.

2. Les Ghomarides

Ensemble de roches peu métamorphiques à matériel surtout paléozoïque où la déformation alpine individualise plusieurs nappes. Cette structuration alpine ne masque pas cependant les déformations hercyniennes d'âge fini-dévonien (« Phase éo-varisque ») et la reprise post-viséenne. Des structures extensives cassantes sont liées à l'effondrement de la mer d'Alboran.

3. La Chaîne calcaire

Couverture mésozoïque plus ou moins désolidarisée des autres unités du Rif interne. Au point de vue sédimentaire, les unités « internes » se distinguent par la présence de séries condensées et de traces d'émersion, les unités « externes » étant, en revanche, caractérisées par des indices de resédimentation et une tectonique sédimentaire en blocs basculés.

La déformation alpine est d'âge miocène. Elle s'exprime par l'individualisation de plis et de chevauchements, en particulier celui des unités internes sur les unités externes, puis des serrages tardifs, avant un épisode extensif semblable à celui qui affecte, en particulier, les autres roches du Rif interne.

II. Le domaine des flyschs

Les unités des flyschs, toutes allochtones, sont chevauchées par celles du Rif interne et elles reposent elles-mêmes, en contact tectonique, sur le Rif externe.

On distingue: i) la nappe du jbel Tisirene, à terrains surtout du Crétacé inférieur ; c'est un flysch proximal comme la nappe maurétanienne d'Algérie ; ii) la nappe des Beni Ider, du Crétacé supérieur au Miocène basal, diverticule de celle du Tisirene ; iii) la nappe de Chouamat-Melloussa, un flysch distal d'âge crétacé-paléocène ; iv) la nappe numidienne, un flysch gréseux mature oligo-miocène.

Les flyschs se sont déposés dans le domaine à croûte amincie ou océanique

qui a séparé au Mésozoïque l'Afrique et le Bloc d'Alboran.

La disposition générale des nappes de flyschs est la suivante, au-dessus des unités externes du Rif (par ex. Unités de Ketama ou de Tanger) : i) nappe de Melloussa ; ii) nappe des Beni Ider et du Tisirene ; iii) nappe numidienne. Les nappes de flyschs sont chevauchées par les unités dorsaliennes.

Toutes ces unités sont pelliculaires (leur épaisseur est de quelques centaines de mètres) et leurs contacts avec l'autochtone relatif est le plus souvent marqué par des troncatures.

III. Le Rif externe

1. Les unités

L'unité intra-rifaine de Ketama-Tanger est formée de terrains schisto-quartzitiques et marneux du Mésozoïque. On y signale la présence d'un petit massif de lherzolites. Les séries sédimentaires sont schistosées au Miocène. L'unité est chevauchée par les nappes des flyschs et elle repose en contact tectonique sur les unités méso-rifaines.

Les unités mésorifaines montrent un Jurassique supérieur épais, composé de séries turbiditiques déposées à grande profondeur, en contrebas de la plate-forme septentionale de l'Afrique d'où sont issus les éléments détritiques.

Les unités prérifaines sont des olistostromes tortoniens, déposés en « néo-autochtone » sur les unités allochtones intra- et mésorifaines.

Les nappes prérifaines se sont mises en place sous l'action de la gravité sur le Prérif.

2. Evolution structurale

Dans l'Intra- et le Mesorif, la déformation majeure est synschisteuse, antérieure à la mise en place des nappes prérifaines. La tectonique est contrôlée par des failles de socle qui, dans le Rif oriental, déterminent des décrochements, et par l'existence de niveaux sédimentaires plastiques dans lesquels s'effectuent les décollements à l'origine de l'empilement des unités chevauchantes. Les nappes prérifaines, dont certaines au moins sont la couverture décollée de l'Intra- et du Mesorif, ont glissé dans le bassin d'avant-pays prérifain.

6. EVOLUTION GEODYNAMIQUE DES DOMAINES DU MAROC

6.1. Les orogenèses précambriennes

6.1.1. Le Paléoprotérozoïque et l'orogenèse éburnéenne

Il est actuellement admis que les formations les plus anciennes de l'Anti Atlas correspondent à des terrains d'âge paléoprotérozoïque que l'on compare à ceux qui affleurent dans d'autres régions du monde. Ces cratons, ou domaines stables, sont bordés et séparés par des ceintures orogéniques plus récentes et on tente d'en établir la répartition à l'échelle globale (Fig. 70).

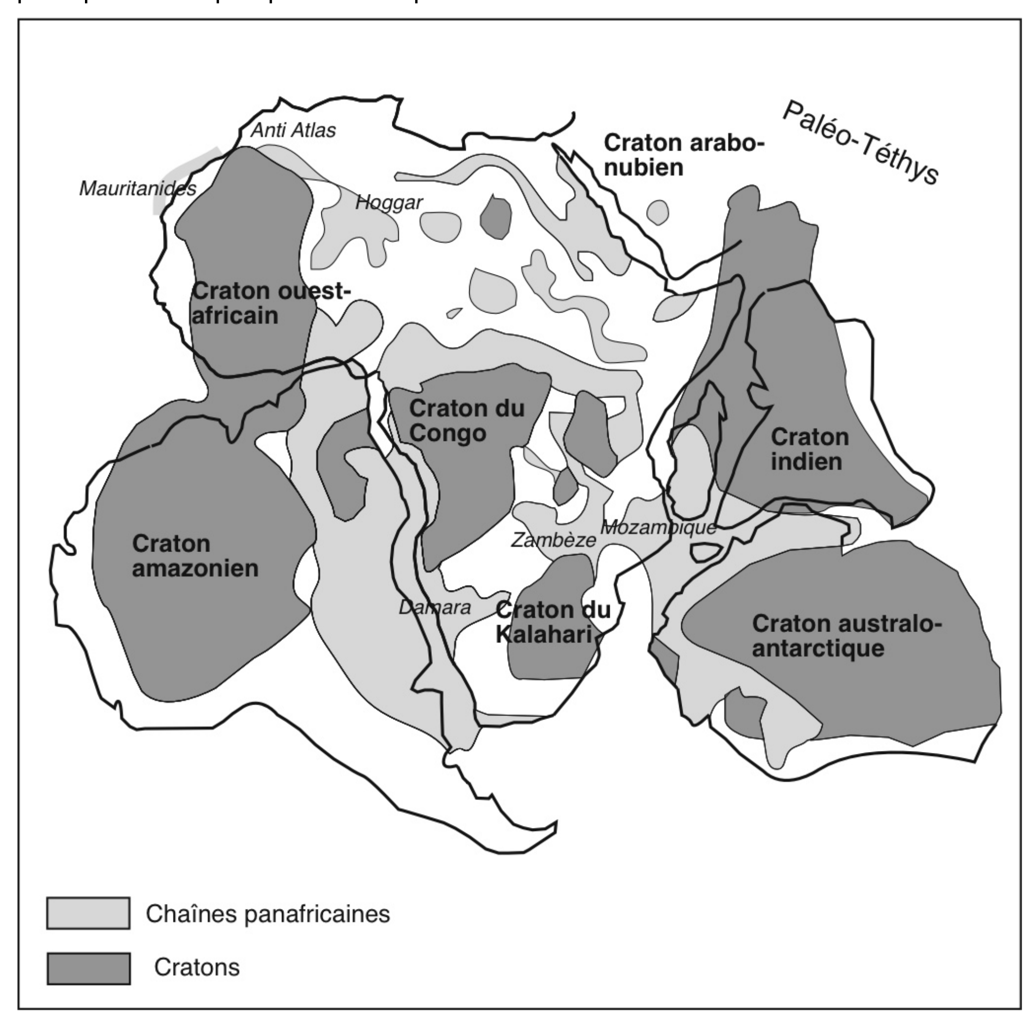


Fig. 70. Assemblage des blocs cratoniques au Précambrien

Les roches les plus anciennes repérées dans le craton ouest-africain qui occupe les parties méridionales du Maroc sont d'anciennes roches sédimentaires, argiles et grès fins, avec des niveaux volcaniques. Des granitoïdes peralumineux appartenant à une suite calco-alcaline sont datés entre 2050 et 2000 Ma.

Une déformation éburnéenne/ birrimienne généralisée affecte ces terrains anciens dans un climat métamorphique de moyen degré, accompagné d'importantes manifestations magmatiques au Paléoprotérozoïque moyen à terminal, avec toutefois de grandes périodes de quiescence. L'évènement éburnéen reste peu calé dans le temps à cause de l'absence d'études structurales systématiques des différents granitoïdes et de leurs relations avec leurs encaissants. Dans la boutonnière de Tagragra de Tata, la durée totale du raccourcissement éburnéen, entre le dépôt de l'encaissant méta-sédimentaire et la mise en place de granites post-tectoniques, n'excède pas 35 Ma, ce qui suggère une assez courte durée du serrage éburnéen dans l'Anti Atlas.

Les terrains éburnéens n'affleurent pas à l'est de l' « Accident majeur de l'Anti Atlas » (AMAA), ce qui ne permet pas d'établir le cadre géodynamique global de l'Anti Atlas au Paléoprotérozoïque. Cette absence d'affleurements a longtemps permis de considérer l'AMAA comme la bordure nord du craton ouest-africain. Cependant, la mise en évidence de zircons datés à plus de 2100 Ma dans la rhyolite du Néoprotérozoïque terminal de Bou Madine dans le massif de l'Ougnate (GASQUET et al., 2005), suggèrent que le substratum de l'Anti Atlas oriental est aussi de nature éburnéenne. La bordure cratonique serait donc à chercher plus au nord, peut-être le long de l'Accident sud-Atlasique (ENNIH et LIEGEOIS, 2001).

Par ailleurs, la présence d'un socle archéen à l'affleurement a autrefois été supposée (CHOUBERT, 1963). Il se peut cependant qu'il constitue le substratum sous-jacent aux roches paléoprotérozoïques, comme le suggèrent les rapports isotopiques initiaux 87 Sr/ 86 Sr élevés des granitoïdes éburnéens (CHARLOT, 1978), ou bien qu'il ait servi de source aux sédiments silicoclastiques de leur encaissant (MORTAJI et al., 2000). Malgré ces considérations, il faut souligner néanmoins qu'aucune datation U-Pb sur les zircons reliques dans les diverses masses plutoniques paléoprotérozoïques datées ne met directement en évidence la présence d'un socle archéen sous l'Anti Atlas.

Les manifestations paléoprotérozoïques semblent se poursuivre assez tardivement comme le démontrent, au premier abord, les valeurs de 1760 Ma obtenues sur des microgranites porphyriques et des pegmatites associés à des filons basiques dans le Tagragra d'Akka (magmatisme stathérien). Ces roches du Paléoprotérozoïque terminal sont peut-être à rattacher à des mises en place magmatiques cachées, peu représentées dans les autres boutonnières de l'Anti Atlas mais connues par ailleurs dans les autres boucliers précambriens. Enfin, plusieurs datations Rb-Sr de ce socle éburnéen effectuées sur des muscovites de pegmatites et de granites leucocrates à muscovite livrent des valeurs dispersées entre 1860 Ma et 1500 Ma. Ces valeurs, initialement interprétées comme l'indication de la persistance d'un flux thermique élevé jusque vers 1500 Ma, seraient plutôt à associer aux effets de réchauffements ultérieurs (THOMAS et al., 2002), probablement d'âge fini-précambrien (SOULAIMANI et PIQUE, 2004).

6.1.2. Le Néoprotérozoïque et l'orogenèse panafricaine

Comme dans tout le craton Ouest-africain, ni les roches d'âge méso-protérozoïque ni les événements tectono-métamorphiques associés ne sont décrits dans l'Anti Atlas et ce sont les terrains néo-protérozoïques qui reposent directement, en discordance, sur le socle paléoprotérozoïque. Ces dépôts du Néoprotérozoïque inférieur à moyen affleurent dans tout l'Anti Atlas. Ils permettent de retracer les trois stades de l'évolution du cycle orogénique panafricain : i) le rifting et la dislocation de la bordure nord du craton ouest-Africain ; ii) la collision panafricaine ; iii) l'extension tardi- ou post-panafricaine.

6.1.2.1. Le rifting pré-panafricain et l'ouverture océanique.

Plusieurs milliers de mètres de quartzites et calcaires à stromatolites (Groupe de Taghdoute) reposent directement sur le substratum éburnéen parfaitement pénéplané. Cette couverture sédimentaire épicontinentale présente les caractères d'une sédimentation de plate-forme déposée sur la marge cratonique en dislocation. De nombreuses intrusions doléritiques et gabbroïques dont la mise en place est syn- à tardi-sédimentaire recoupent le substratum éburnéen et sa couverture calcaro-quartzitique où elles développent un léger métamorphisme de contact. Les sills constitueront ultérieurement des zones de décollement lors des déformations ultérieures des quartzites. Le long de la plateforme, le contraste entre les dépôts de la plate-forme cratonique au sud-ouest et ceux de la zone orogénique au nord montre l'activation synsédimentaire d'une fracture majeure à effondrement nord qui longerait grosso modo l'AMAA.

Au nord de l'AMAA, dans le Saghro, les roches les plus anciennes sont des formations turbiditiques et basaltiques du Groupe du Saghro. Ces formations sont interprétées comme des dépôts distaux contemporains des séries de plateforme du Groupe de Taghdoute, déposés entre le craton ouest-africain au sud et un arc volcanique au nord, ou bien comme des dépôts d'un rift établi au sein de la croûte éburnéenne au nord.

Probablement contemporaine des dépôts de marge passive, une accrétion océanique se produit au nord de la marge cratonique. Ses témoins sont représentés par les séquences ophiolitiques identifiées dans l'Anti Atlas central. Bien que souvent démembrés et tectonisés, les complexes ophiolitiques de Bou Azzer-El Graara et du Siroua contiennent toutes les roches des planchers océaniques et ils sont donc les reliques d'une lithosphère océanique néo-protérozoïque. L'âge fixé à 760 Ma d'un plagiogranite associé dans le Siroua permet de dater l'accrétion océanique.

Rappelons que la chaîne de Mauritanides contient aussi des ophiolites certainement panafricaines, mais leur imbrication avec des unités paléozoïques dans les charriages hercyniens empêche de définir ici les limites de la chaîne panafricaine.

6.1.2.2. La fermeture océanique et la collision panafricaine :

Dans le Sirwa-Siroua et à Bou Azzer-El Graara, des formations d'arc associées à une subduction océanique le long de la marge nord du craton Ouest-africain ont été mises en évidence. Les roches d'arc sont datées dans le Sirwa à partir de zircons magmatiques à 743 $\pm$ 13 Ma. C'est l'âge de la cristallisation des migmatites d'Irhiri, postérieur à celui de l'océanisation

(760 Ma). Témoins aussi de cette subduction, les roches formées à haute pression et faible température (schistes bleus), reconnues à Bou Azzer-El Graara.

La subduction océanique néo-protérozoïque à laquelle ces roches d'arc sont associées constitue l'un des sujets les plus débattus de la géologie de l'Anti Atlas. En effet, depuis la mise en évidence du complexe ophiolitique, de nombreuses interprétations du cadre géodynamique panafricain ont été proposées. Certaines admettent une subduction vers le sud, limitant ainsi la marge cratonique des bassins arrière-arc au nord (LEBLANC, 1975 ; LEBLANC et LANCELOT, 1980 ; SCHERMERHORN et al., 1986 ; GASQUET et al., 2005). D'autres, au contraire, considèrent ces domaines comme un mélange d'accrétion de bassins avant-arc associés à une subduction dirigée vers le nord (SAQUAQUE et al., 1989 ; NAIDOO et al., 1991 ;HEFFERAN et al., 2000 ; HEFFERAN et al., 2002 ; THOMAS et al., 2002 ; SOULAIMANI et al., 2006). GASQUET et al. (2005) suggèrent la possibilité de plusieurs plans de subduction à sens de plongement variables, ce qui expliquerait les divergences dans l'interprétation. Dans tous les cas, ces modèles s'accordent sur l'importance de l'"AMAA" comme emplacement de la paléo-suture panafricaine. Cette interprétation n'est cependant pas partagée par ENNIH et LIEGEOIS (2001) qui considèrent l'AMAA comme un aulacogène intracratonique, les séries ophiolitiques de l'Anti Atlas central étant transportées depuis la "Faille sud atlasique" plus au nord, où ces auteurs situent la bordure septentrionale du craton ouest-africain. Cette hypothèse serait confortée par le caractère « exotique » du massif néoprotérozoïque de Tazigzaoute à Bou Azzer, anciennement attribué au PI. Les fortes valeurs positives du rapport εNd de son protolite écartent une origine cratonique et même une proximité cratonique (D'LEMOS et al., 2006). Les massifs métamorphiques emballés dans la suture panafricaine de l'Anti Atlas central seraient allochtones. Quoi qu'il en soit, dans l'état actuel de nos connaissances, ce type de charriage sur des centaines de kilomètres ne trouve pas son explication dans le cadre de la dynamique panafricaine. En tout état de cause, toute la chaîne de l'Anti Atlas est édifiée sur un substratum paléo-gondwanien, tout comme la Meseta marocaine plus au nord (DOSTAL et al., 2005). L'emplacement de la limite septentrionale du craton Ouest africain reste donc sujet à débats.

Au cours de l'orogenèse panafricaine, le bassin océanique néoprotérozoïque est fermé et des arcs insulaires sont accrétés successivement contre la bordure nord disloquée du craton Ouest-africain. C'est dans la partie centrale de la chaîne, le long de l'AMAA, que cet épisode est bien marqué. Il correspond à la mise en place d'écailles tectoniques dans un contexte décrochevauchant sénestre à Bou Azzer-El Graara et chevauchant vers le sud dans le Sirwa-Siroua. Une foliation généralisée, de même orientation que l'AMAA, s'y développe dans un climat métamorphisme de type « Schistes Verts ». La déformation panafricaine majeure s'accompagne de la mise en place de divers granitoïdes calco-alcalins. Leurs datations ont permis de préciser le paroxysme panafricain aux alentours de 655 Ma et la fin de la collision vers 640 Ma.

Dans le reste de l'Anti Atlas et les Mauritanides, l'évènement majeur panafricain est moins précisément situé dans le temps et dans l'espace, en

raison de l'absence de manifestations magmatiques typiquement collisionnelles. Dans le Saghro, bien que les structures panafricaines soient bien définies, leur âge reste encore imprécis. Il en va de même dans l'Anti Atlas occidental, où plusieurs structures tectoniques affectent les séries néo-protérozoïques (Groupe de Taghdoute). Dans plusieurs autres boutonnières à l'ouest (Tagragra de Tata, d'Akka du d'Ifni et Bas Drâa), le socle métamorphique éburnéen est directement recouvert par les dépôts post-panafricains du Groupe de Ouarzazate, ce qui rend difficile la mise en évidence des seuls effets de la tectonique panafricaine.

Il est trop tôt encore pour tenter une synthèse de l'orogenèse panafricaine dans les diverses régions d'Afrique où on en connaît les effets. Il est certain que, tout autour du craton ouest-africain, des Mauritanides à l'Anti Atlas et, au-delà, dans le Hoggar, des déformations sont réalisées à la fin des temps protérozoïques et qu'une chaîne se développe, moulée sur le craton. On n'est cependant pas assuré que tous ces événements orogéniques soient strictement contemporains, ni qu'une réelle continuité existât à cette époque entre les éléments de la chaîne. Par ailleurs, il convient de rappeler que d'autres chaînes, grossièrement contemporaines, sont connues dans d'autres régions (Fig. 70) et qu'il est encore plus difficile, actuellement, de reconstituer leur évolution géodynamique.

6.1.2.3. L'extension tardi- ou post-panafricaine

A la base de la couverture non métamorphique de l'Anti Atlas la série de Tiddiline, déposée dans des bassins sur décrochements, est discordante sur les formations panafricaines plissées ainsi que sur les granites post-tectoniques de Bleïda dont les débris abondent parmi les éléments conglomératiques. Elle est interprétée comme des molasses syn-collisionnelles et/ou comme le remplissage de rifts associés, et ses faciès sédimentaires suggèrent qu'elle était liée à une glaciation. 70 Ma séparent le contexte extensif qui la caractérise du paroxysme panafricain, ses niveaux de base étant postérieurs à 575 Ma ; aussi, malgré les discordances qui l'en séparent parfois, cette série pourrait représenter le terme de base du Groupe de Ouarzazate.

Les formations du Groupe de Ouarzazate sont déposées en milieu sub-aérien, rarement lacustre. Les dépôts sont contrôlés par une importante activité tectonique extensive, ce qui explique leur grande et brutale variation d'épaisseur et de faciès et l'occurrence de nombreuses discordances internes (SOULAIMANI et al. 2003). Les galets, peu émoussés et très mal classés, sont déposés sur des pentes aux pieds de reliefs vigoureux nouvellement créés suite à l'activité de failles actives. Cette topographie peut persister lors de la transgression cambrienne (SOULAIMANI, 1998 ; PIQUE et al., 1999).

De nombreuses manifestations magmatiques accompagnent cet épisode extensif. Les termes volcaniques proviennent de plusieurs centres émissifs et ils accompagnent des granites hypovolcaniques. Deux cycles volcaniques peuvent être distingués. Le premier, à produits ignimbritiques dominants intercalés dans des horizons andésitiques et basiques, est à caractère calco-alcalin immature (BOYER et al. 1978) ; il est lié à la subduction panafricaine (LEBLANC et LANCELOT, 1980). Le second cycle est constitué de coulées ignimbritiques et rhyolitiques caractéristiques de magmas alcalins intraplaques. Ces roches coiffent celles du Précambrien terminal et elles continuent à se mettre en place

au Cambrien basal, par exemple au jbel Boho (DUCROT et LANCELOT, 1997 ; ALVARO et al., 2006). Le passage entre ces deux cycles se fait par une transition discrète avec des basaltes tholéiitiques intracontinentaux qui se mettent en place au sommet du Groupe de Ouarzazate. Ces laves décrites autour du Kerdous (SOULAIMANI et al., 2004) se retrouvent un peu partout dans l'Anti Atlas (BAJJA, 1986 ; LEBLANC, 1986 ; BAJJA, 2001). Au vu des datations disponibles, l'âge du Groupe de Ouarzazate est compris entre 580 Ma et 560 Ma, livré par les laves et cendres volcaniques sommitales. Les granites roses alcalins qui traversent le Groupe de Ouarzazate montrent des âges plus tardifs.

Si le contexte extensif qui contrôle les dépôts du Groupe de Ouarzazate est souvent admis (PIQUE et al., 1999), les modalités de cette extension continentale post-panafricaine sont encore peu élucidées. Le contrôle de la sédimentation par les fractures profondes est souvent évoqué pour le basculement de blocs du socle sous-jacent. Mais vu l'importance de l'activité magmatique et thermique qui affecte en même temps le socle précambrien au moment de la sédimentation syn-rift, une remobilisation tectono-métamorphique et magmatique du substratum sous forme de dômes métamorphiques syn-extensionnels est à envisager (SOULAIMANI et PIQUE, 2004 ; OUDRA et al., 2005). Ces dômes métamorphiques qui permettent l'exhumation des séries cristallines anciennes, et l'ouverture concomitante des bassins sédimentaires sont-ils tardi-panafricains, c'est à dire manifestant un désépaississement de la croûte orogénique, ou bien post-panafricains, liés à un épisode de rifting indépendant de cette orogenèse ?

On peut noter, à cet égard, que la disposition des épaisseurs du Cambrien inférieur et des directions d'apports sédimentaires dans l'ensemble de l'Anti Atlas permet de distinguer deux branches du rift, l'une extensive et orientée NNE-SSW dans la partie occidentale du domaine, l'autre, transtensive et orientée WNW-ESE dans l'Anti Atlas central où c'est clairement la suture panafricaine de Bou Azzer qui est réactivée (Fig. 71 A).

En dehors du Maroc, un épisode extensif est rencontré dans de nombreuses régions qui appartiennent à la marge ouest et nord (en coordonnées géographiques actuelles) du Paléo-Gondwana dont on peut, quelles qu'en soient les causes, parler de l' « émiettement » (Fig. 71 B). C'est à cette époque que certains, par exemple BURKHARDT et al. (2006) croient pouvoir situer la séparation de l'Anti Atlas d'une microplaque septentrionale comprenant la future Meseta. On verra plus loin, pourtant, que le rift ouest-anti-atlasique se poursuit dans la Meseta et même qu'il a des équivalents bien plus au nord, jusque dans le massif Armoricain français (PIQUE et al., 1995).

6.1.3. La transgression paléozoïque

Lors de la transgression adoudounienne, la mer a envahi d'abord un domaine nord-occidental réduit où elle a déposé la « Série de base », pour déborder ensuite de plus en plus vers le SE de l'Anti Atlas.

Les premiers dépôts de la transgression cambrienne enregistrent la même activité tectonique extensive que celle qui avait contrôlé ceux du Groupe de Ouarzazate, les dépôts du Cambrien basal ("Calcaires inférieurs" et "Série Lie-de-vin") étant encore liés à l'activité de failles normales. Dans l'Anti Atlas occidental une forte subsidence est active, responsable du dépôt de plus de 4 000 m de roches marines du Cambrien basal. Ceux-ci évoluent progressivement vers des dépôts moins épais et continentaux à l'est de l'Anti Atlas.

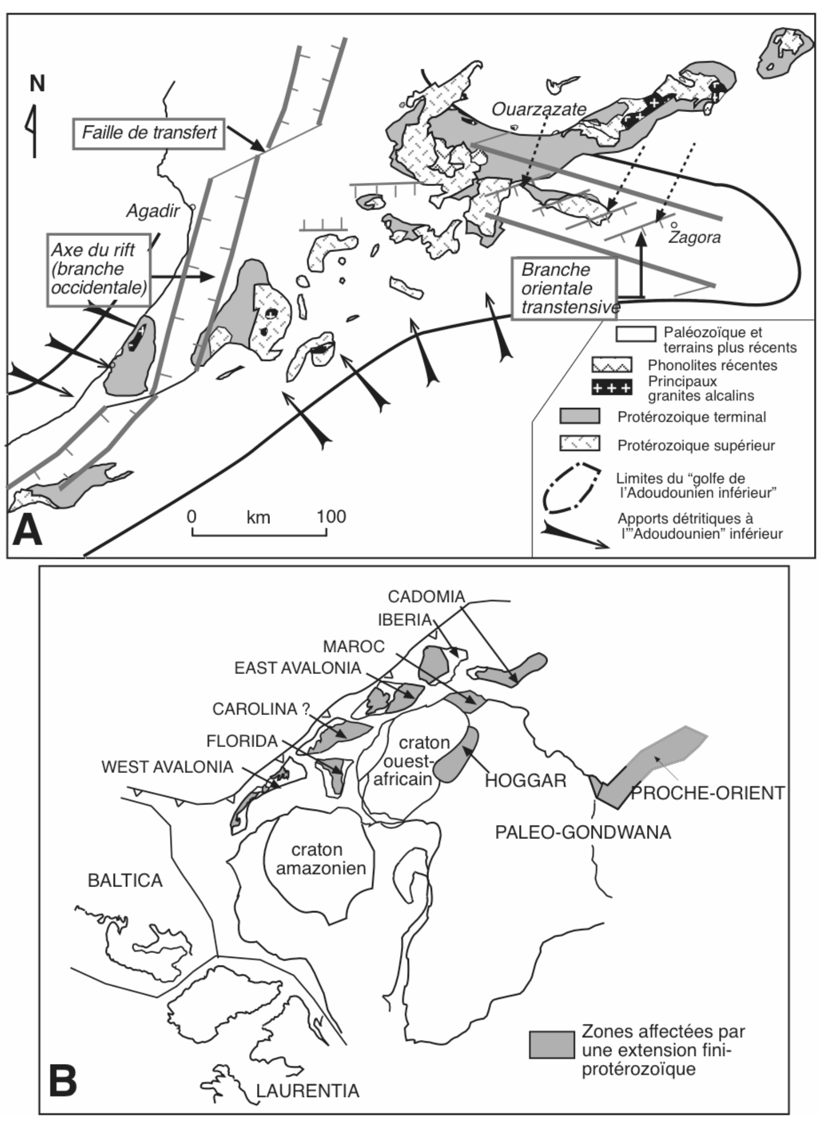


Fig. 70. L'extension fini-protérozoïque
A : Dans l'Anti Atlas
B : dans le nord du Gondwana

Le passage Précambrien-Cambrien (544 Ma) est situé dans les niveaux inférieurs de l'Adoudounien. Ceci est confirmé par les âges des cendres volcaniques de Taliwine, fixés à 521 ± 7 Ma (MARGARITZ et al., 1991) et 522 ± 2 (LANDING et al. 1998).

Ensuite, les séries paléozoïques offrent peu de différences avec celles de la Meseta, et le développement de l'orogenèse hercynienne dans l'Anti Atlas sera abordé avec celui des domaines plus septentrionaux.

6.2. Le Paléozoïque et le cycle orogénique hercynien

6.2.1. La plate-forme du Paléozoïque inférieur et moyen

6.2.1.1. Le Cambrien

La transgression cambrienne débute à la limite entre le Protérozoïque terminal et le Paléozoïque dans les zones les plus occidentales du Maroc (Anti Atlas occidental, Jbel Irhoud à El Jadida) et elle va peu à peu progresser vers l'est.

Le graben qui s'ouvre et avorte au Cambrien inférieur en Meseta prolonge, dans le temps et l'espace, le rift fini-protérozoïque des domaines anti-atlasiques. Dans la Meseta, ce régime extensif est indiqué, aussi, par des séries magmatiques : les laves de la Meseta occidentale et les actuelles amphibolites de Midelt. Cette extension est probablement le reflet, au Maroc, de la désintégration de la marge septentrionale du Paléo-Gondwana. La zone des Sehoul, au nord de la Meseta marocaine, est une autre zone subsidente ; la polarité sédimentaire suggère là un accroissement de la profondeur de dépôt vers le nord ou le nord-est actuel. La question demeure posée, aussi, de l'âge des protolites des séries métamorphiques des noyaux cristallins du Rif et des Kabylies dont on sait, de toute façon, que leur emplacement à l'époque était différent de l'actuel. Le Cambrien y est peut-être représenté et il n'est pas exclu qu'une phase de plissement s'y déroule à la fin du Cambrien.

La diminution de la profondeur du milieu marin à la fin du Cambrien moyen, marquée par le dépôt des formations arénacées du type El Hank-Tabanit, est presque générale au Maroc. Cette émersion a causé une forte érosion car, le continent n'étant pas colonisé par la végétation, la rhexistasie y était la règle. Des caractères communs avec le Maghreb occidental sont connus, aussi, dans d'autres régions d'Europe occidentale, Massifs armoricain et central français, Péninsule ibérique, Allemagne du Sud, Sardaigne, etc.. Ils assurent de l'appartenance de ces régions au domaine nord-gondwanien.

6.2.1.2. L'Ordovicien

La mer est installée, de nouveau, à l'Arenig, sur l'ensemble du Maroc. Durant toute la durée de l'Ordovicien, c'est une mer épicontinentale très peu profonde et au total assez peu subsidente, où se déposent des sédiments détritiques issus du craton et des domaines situés à l'ouest du Maroc. Les faciès sédimentaires et les faunes benthiques qui les accompagnent sont semblables à ceux connus, en Europe, dans la Zone centre-ibérique et le Massif Armoricain central et, en Amérique, dans les Appalaches orientales, la Péninsule d'Avalon de Terre-Neuve, par exemple. Ces siltites, grès ferrugineux et quartzites de l'Arenig présentent un cachet paléo-gondwanien tout à fait remarquable. A cette époque, toutes ces régions faisaient partie d'une vaste plate-forme très peu profonde qui prolongeait la partie émergée du craton Ouest-africain dont la sédimentation enregistrait les pulsations épirogéniques. Le Maroc mésétien et anti-atlasique est alors solidaire du craton ouest-africain. Cependant, plusieurs zones de faiblesse peuvent y être reconnues dont la première est intéressante, malgré sa faible étendue visible ; c'est la Zone des Sehoul, à la bordure septentrionale de la Meseta. A l'Ordovicien moyen, les séries cambriennes des Sehoul sont affectées par une déformation à vergence sud, peut-être contemporaines de la mylonitisation d'un granite cambrien dans la marge atlantique au large d'El Jadida. Par ailleurs, des considérations

sédimentologiques suggèrent le développement à l'Ordovicien terminal de zones plus profondes à sédimentation turbiditique dans la Meseta orientale, séparées du reste de la plate-forme par un talus. A la fin de l'Ordovicien, le Maroc, comme les zones européennes d'origine paléo-gondwanienne (Massif Armoricain central, Thuringe), est marqué par le dépôt de sédiments caractéristiques d'un environnement péri-glaciaire. L'ensemble de ces régions, c'est-à-dire la plate-forme nord-gondwanienne soumise à une distension de plus en plus marquée, étaient alors situées dans les hautes latitudes australes et elles recevaient les sédiments transportés par les icebergs issus de l'inlandsis.

6.2.1.3. Le Silurien

Après une lacune généralement brève, surtout dans la Meseta orientale, la transgression silurienne qui accompagne la fonte de l'inlandsis saharien affecte l'ensemble du Maroc. Dans l'ensemble, les faciès sont assez uniformes. Ce sont des grès puis, très vite, des shales bleu-sombres riches en Graptolites indiquant une mer peu profonde et, en tout cas, peu oxygénée. On n'oubliera pas, d'ailleurs, que ces formations sont les roches-mères les plus importantes du pétrole saharien. Ces roches, peu résistantes à l'érosion, affleurent souvent mal et elles déterminent des creux topographiques, dans l'Anti Atlas entre les grès ordoviciens et les Rich dévoniens et, plus tard, au cours de l'orogenèse hercynienne, elles seront des niveaux de décollement en Meseta orientale. Vers le haut de la séquence, les shales s'enrichissent progressivement en carbonates sous forme de nodules ou de bancs continus.

Les zones subsidentes, où les épaisseurs sont les plus grandes, sont l'Anti Atlas, en particulier dans sa partie centrale. En comparaison, le domaine mésétien, avec des épaisseurs réduites, paraît beaucoup plus stable à cette époque. Les quelques niveaux volcaniques signalés dans le Silurien, à Tiflet (où les niveaux siluriens sont discordants sur les structures des Sehoul et le granite de Rabat-Tiflet) ou dans la Meseta côtière, seraient l'indice d'une extension crustale, ici très atténuée. Ce n'est évidemment pas le cas dans les noyaux paléozoïques du Rif interne. Là, le Silurien supérieur, avec ses faciès détritiques parfois grossiers, ses coulées volcaniques et ses faciès profonds et pélagiques, suggère un environnement de marge passive. Au Silurien et plus tard il existe des indications, pour BURKHARD et al. (2006), que l'Anti Atlas aurait « représenté la marge passive de l'océan Paléo-Tethys », bien que ces auteurs admettent que pratiquement aucune roche sédimentaire distale n'est conservée dans le domaine anti-atlasique. On retrouve, à propos de cette séparation océanique entre Meseta et Anti Atlas, une ancienne idée, émise par FEINBERG et al. (1990a) sur la base d'études paléomagnétiques erronées. On peut rappeler, à cet égard, que la grande similitude des faciès sédimentaires, des faunes benthiques et des données paléoclimatiques entre Anti Atlas et Meseta empêche de considérer que ces domaines aient pu être séparés par un océan à cette époque.

6.2.1.4. Le Dévonien inférieur et moyen

Les séries du Dévonien inférieur prolongent partout celles de la période silurienne sans hiatus majeur et les premiers niveaux dévoniens sont toujours concordants sur les séries pélitiques et calcaires du Silurien supérieur. Le Paléo-Gondwana est remonté vers le nord et la situation

latitudinale relativement basse permet désormais des installations récifales, encore restreintes au Dévonien inférieur, mais qui vont se généraliser au Dévonien moyen. A cette époque, la plus grande partie du Maroc est une plate-forme carbonatée où on reconstitue une paléogéographie récifale avec biohermes, lagons, etc. Loin au sud, cette plate-forme passait au continent saharien qui, totalement aplani, ne lui fournissait plus de détritiques. Au nord, la plate-forme était encore connectée à certaines zones européennes comme la Bohème, ainsi que le suggère la similitude des faunes benthiques. De semblables similitudes faunistiques indiquent la poursuite des connexions avec le sud de la Nouvellle-Ecosse (zone de Meguma) à cette époque. A l'intérieur de cette plate-forme, cependant, des variations de faciès sont intéressantes à souligner (Fig. 72) :

- les faciès sont généralement plus détritiques et plus épais à l'ouest qu'à l'est du Maroc. C'est évident dans l'Anti Atlas, où les épaisses séries surtout gréso-pélitiques des Rich contrastent avec les calcaires peu épais du Tafilalt. Ceci résulte du soulèvement et du démantèlement de zones orogéniques (Appalaches ?) à l'ouest du Maroc.

- à l'intérieur de la Meseta et des blocs paléozoïques de l'Atlas, des domaines en surrection relative s'individualisent par le jeu de nombreuses failles synsédimentaires. Ces mouvements sont contrôlés par d'anciennes directions structurales : les failles NNE-SSW, par exemple, qui délimitent une ride conglomératique émergée, des Rehamna au Bloc ancien du Haut Atlas, sont parallèles aux limites de l'ancien graben cambrien de la Meseta occidentale. Il y a là une inversion tectonique, la Meseta côtière, subsidente au Cambrien, jouant au contraire à présent en surrection. De même, les failles synsédimentaires dévoniennes de la région de Rabat-Tiflet reprennent les directions des Sehoul, E-W à WNW-ESE. Ces exemples montrent que, dès le début du Dévonien, la plate-forme marocaine est soumise à des tensions qui se traduisent par des surélévations et des flexures, sans toutefois qu'apparaissent des déformations de grande ampleur.

- dans le Maroc oriental, la plate-forme est interrompue par un ensemble de bassins. L'importance des serrages et des charriages ultérieurs rend délicate leur reconstitution, mais on constate que, des Jbilete orientales à la bordure orientale du Maroc Central puis aux boutonnières de Debdou, Mekkam, etc., le Dévonien inférieur est représenté par des faciès pélagiques et turbiditiques. Il y a, le long de cet "Axe Marrakech-Oujda", peut-être préparé dès l'Ordovicien terminal, un ensemble de bassins qui séparent la plate-forme occidentale de celle, moins bien connue, de la Meseta orientale. Il est probable qu'ils se continuaient, par l'intermédiaire de l'Oranais, jusque dans le Rif interne, les Kabylies, etc.. à leur emplacement paléozoïque. Tout au long de cet axe, en effet, les flyschs dévoniens sont caractéristiques. Dans les Ghomarides, on montre qu'ils se déposent au nord de calcaires de plate-forme, à la marge septentrionale du Paléo-Gondwana. Dans l'hypothèse, vraisemblable, où les Sebtides connaissent une histoire hercynienne actuellement masquée par les événements alpins, une partie au moins de l'amincissement crustal qui y est manifeste pourrait correspondre à cet épisode distensif.

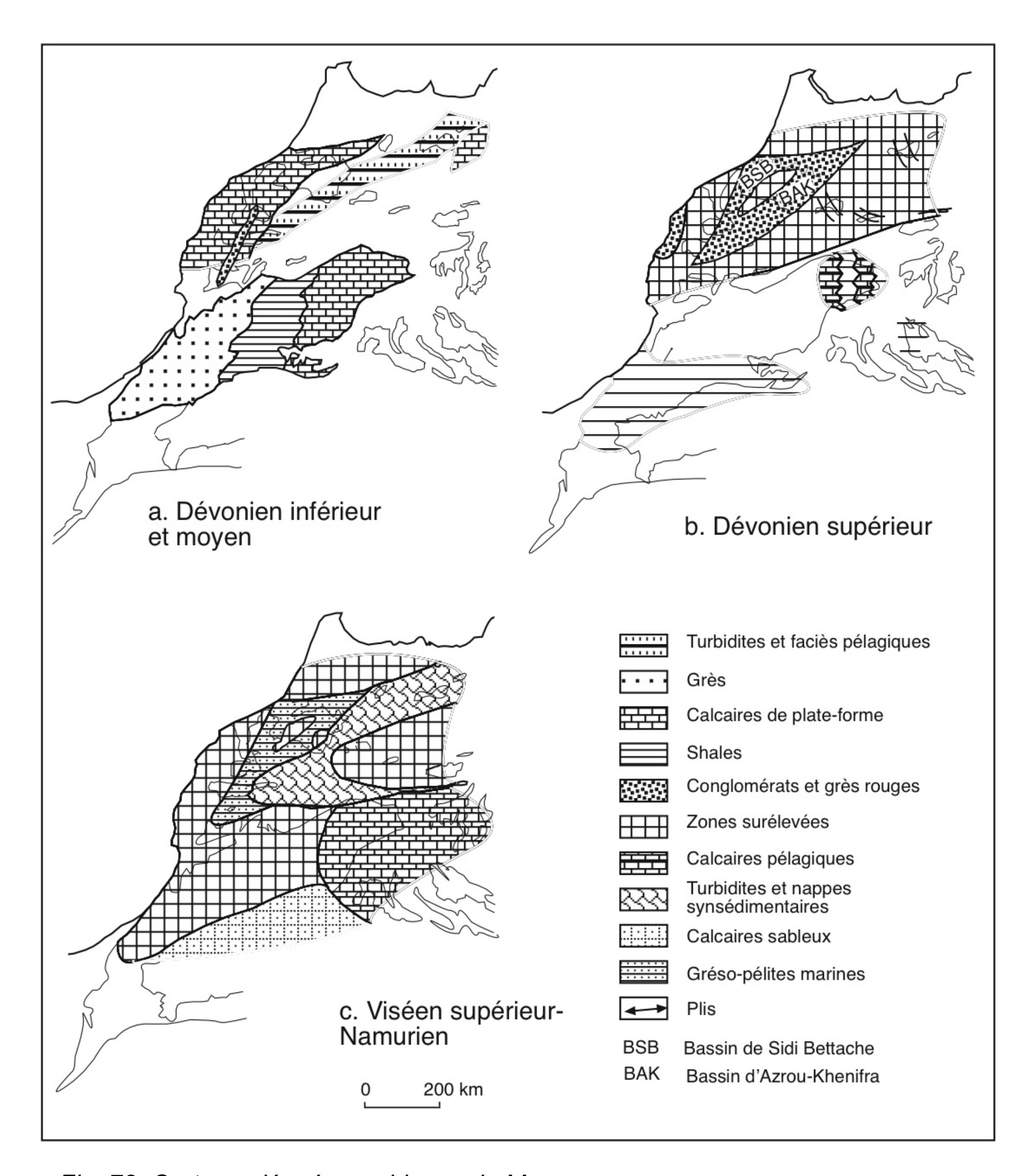


Fig. 72. Cartes paléogéographiques du Maroc
N.B. Les faciès sont représentés à leur emplacement actuel

6.2.2. La dislocation de la plate-forme au Dévonien supérieur

Succédant à la sédimentation encore pélagique du Frasnien, un changement fondamental intervient au Famennien. Jusqu'alors, les apports sédimentaires, devenus extrêmement fins depuis la fin de l'Ordovicien, provenaient de zones lointaines, méridionales ou occidentales, extérieures aux domaines anti-atlasiques et mésétiens. Au contraire, à partir du Famennien, ils sont originaires de zones proches en surélévation relative, souvent émergées, et ils s'accumulent dans des bassins qui préfigurent et préparent les futures zones orogéniques hercyniennes.

Dans l'Anti Atlas central, l'intercalation de minces lits de grès fins dans les calcaires frasniens est le premier indice d'une diversification du bassin car la provenance septentrionale de ces apports détritiques montre le soulèvement des zones centrales de l'Anti Atlas. Cette diversification se poursuit et s'accélère au Famennien, amenant la désintégration de la plate-forme carbonatée dans le Tafilalt, découpée par des flexures subméridiennes en bassins où s'accumulent des turbidites et en zones surélevées caractérisées par une sédimentation calcaire condensée.

La dislocation de la plate-forme du Paléozoïque inférieur est plus vigoureuse en Meseta où les bassins de Sidi-Bettache et d'Azrou-Khenifra s'individualisent, bordés par des failles à composante transcurrente qui servent de voies d'accès à des magmas d'origine mantellique et qui sont d'anciennes failles crustales réactivées. Ainsi, par exemple, la faille bordière occidentale du Bassin de Sidi Bettache correspond à l'ancienne faille limite du graben cambrien de la Meseta marocaine occidentale.

En Meseta orientale et son prolongement dans les zones internes rifo-kabyles, le Dévonien supérieur marque le début des déformations plicatives hercyniennes.

6.2.3. Le développement de l'orogenèse hercynienne, du Dévonien supérieur à la fin du Carbonifère

6.2.3.1. Les événements éo-varisques

Dans la Meseta marocaine orientale, l'Algérie nord-occidentale et les noyaux rifo-kabyles, la déformation fini-dévonienne est majeure. L'ancien axe des flyschs de Marrakech-Oujda et son prolongement oriental est affecté par une déformation datée à environ 360 Ma, à la limite Dévonien-Carbonifère (Fig. 73). Dans la zone de Midelt, les plis majeurs sont serrés, le plus souvent isoclinaux ; ils sont orientés N-S à NNW-SSE avec une vergence à l'ouest et ils s'accompagnent d'un métamorphisme généralisé, en moyenne épizonal. Des déformations peut-être contemporaines sont connues dans les boutonnières du Haut Atlas, Mougueur et Tamlelt, avec des directions axiales respectivement NW-SE et E-W. Un axe déformé se constituait donc au Dévonien terminal, de Midelt jusqu'à la partie septentrionale du Tamlelt, délimitant avec l'axe Midelt-Oujda un domaine affecté par cette phase fini-dévonienne. Sa limite avec le domaine anti-atlasique (la Zone paléo-zoïque transformante de l'Atlas) joue en zone transcurrente.

Dans l'ensemble de ce domaine oriental à structuration fini-dévonienne, la direction régionale de raccourcissement est orientée ENE-WSW (N 70 E); bien entendu, elle est déviée aux limites du domaine. Dans les noyaux paléozoïques du Rif et des Kabylies, la tectonique alpine qui les isole du reste de la chaîne hercynienne empêche d'y reconstituer la direction des structures hercyniennes, mais elle ne masque pas pour autant les structures symmétamorphiques.

Il est possible, voire probable, que les cisaillements horizontaux repérés ou suspectés le long de certaines zones allongées de la Meseta comme le futur axe de Khouribga-Oulmès et son prolongement dans les Rehamna, ou bien certains chevauchements aveugles sous la Meseta occidentale, puissent être datés de cet âge.

6.2.3.2. Le Carbonifère et le déroulement polyphasé de l'orogenèse

- Dans le Maroc septentrional, le Carbonifère inférieur et moyen voit le remplissage des bassins créés au Dévonien supérieur puis la déformation des séries sédimentaires, le développement du métamorphisme associé et la mise en place des premiers granitoïdes. On y assiste au déroulement de l'orogenèse hercynienne à laquelle succèdent des événements structuraux liés au désépaississement tardi-tectonique, bien mis en évidence dans les Rehamna. Dans les domaines orientaux qui avaient été déformés au Dévonien terminal, des puissantes séries sédimentaires et volcano-sédimentaires se déposent en discordance sur les structures éo-varisques. Localement, la série discordante débute au Viséen supérieur par des conglomérats et un banc calcaire. Partout, elle comprend un complexe volcano-sédimentaire avec tufs, brèches pyroclastiques et laves andésitiques et dacitiques. Vers le haut, à Jerada, cet ensemble passe à des couches sédimentaires, argilites et grès marins du Namurien et du Westphalien, puis des couches de charbon paralique du Westphalien B et C.

Dans le bassin d'Azrou-Kenifra, individualisé au Famenno ?-Tournaisien dans un régime transtensif entre deux failles bordières à composante dextre, la déformation s'effectue à des époques et selon des modalités différentes selon les zones, à la façon d'un bassin d'avant-pays, au front des zones plus orientales. A l'est, elle intervient à environ 330 Ma et elle développe des plis d'axe NNE-SSW, à vergence nette à l'ouest-nord-ouest. Ces plis affectent le matériel des écailles symmétamorphiques orientales déjà empilées d'Azrou à Khenifra. A cette époque, le dépocentre s'est déplacé vers l'ouest et les zones occidentales du bassin accueillent des séries sédimentaires namuriennes. La déformation, progressant vers l'ouest, affectera ces séries au Carbonifère supérieur, en même temps que les nappes et les écailles de la zone orientale seront replissées.

Pendant ce temps, les bassins occidentaux, le bassin de Sidi-Bettache et ses équivalents méridionaux, se remplissent. La déformation serait plus précoce dans les zones anticlinoriales qui le délimitent, et elle n'atteindrait le bassin lui-même qu'après le Namurien. On admet que les zones anticlinales et les synclinaux sont apparus d'emblée avec l'orientation relative qu'on leur connaît aujourd'hui, leur orientation ayant été imposée par l'existence de structures antérieures : les rides paléogéographiques. En effet, les zones anticlinales, ou antiformales énumérés plus haut sont établies à l'emplacement des rides dévono-dinantiennes, peut-être compressives, qui bordaient le Bassin de Sidi-Bettache, et le synclinorium de Rommani-Khatouat est à l'emplacement du bassin lui-même. Lors de la compression, les anciennes limites du bassin sont activées en zones cisaillées chevauchantes et/ou transcurrentes.

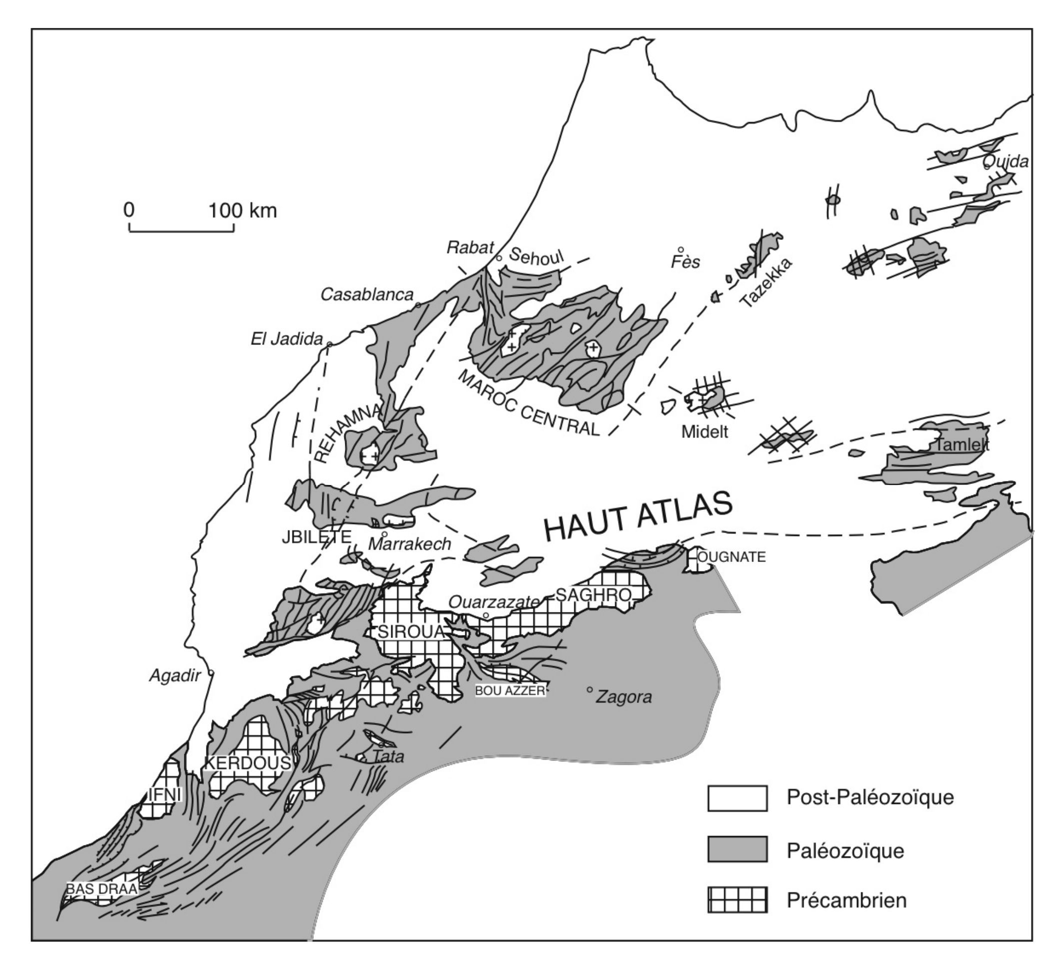


Fig. 73. La chaîne hercynienne au Maroc

- Dans les domaines les plus septentrionaux, c'est à dire les zones paléozoïques du Rif et des Kabylies, le Carbonifère inférieur est représenté. Les turbidites et les quelques coulées volcaniques qui les accompagnent se disposent dans un bassin d'avant-pays d'âge Viséen supérieur-namurien que la dislocation alpine interdit de reconstituer, mais dont les observations sédimentologiques (passage des turbidites proximales aux turbidites distales, mesures de paléocourants, etc..) montrent la polarité actuelle du sud au nord.

Cette zone à remplissage dinantien se trouvait vraisemblablement à l'époque dans le prolongement de la zone des nappes d'Azrou-Knenifra. L'extension enregistrée par l'individualisation des bassins des flyschs orientaux n'a pas abouti à la séparation crustale de part et d'autre de l'axe Marrakech-Oujda. La déformation s'est cependant concentrée sur cette zone de faiblesse avec des empilements d'écailles à vergence ouest et un certain épaississement crustal, responsable du développement du bassin d'avant-pays d'Azrou-Khenifra.

- Dans l'Anti Atlas, malgré la grande épaisseur des sédiments -10 000 m de roches sédimentaires de faible profondeur accumulées en 200 Ma- rien n'indique un environnement de type rift, mais plutôt un bassin intracontinental (BURKHARD et al., 2006). La déformation hercynienne diffère de celle de la Meseta par son caractère cassant (sauf à l'extrémité ouest de l 'Anti Atlas occidental) et par l'absence de tout granite. Elle la rappelle cependant par certains côtés, comme l'importance du contrôle structural exercé par d'anciennes failles de socle (les plis hercyniens se moulent autour des boutonnières de socle de même qu'en Meseta ils sont guidés par les anciennes zones faillées dévoniennes).

Au total, la déformation, dans l'Anti Atlas central et oriental, est très hétérogène. On note l'importance des niveaux de décollement, mais aucun système de duplex comme ceux qui caractérisent habituellement les avant-pays orogéniques n'y est reconnu. Aussi, l'Anti Atlas, notent BURKHARD et al., (2005), n'est pas une chaîne de tectonique pelliculaire car la plupart des failles superficielles s'enracinent ici dans la croûte profonde (Fig. 74). La déformation s'atténue vers le sud ; elle est extrêmement faible dans le jbel Ouarkziz et nulle dans le bassin de Tindouf.

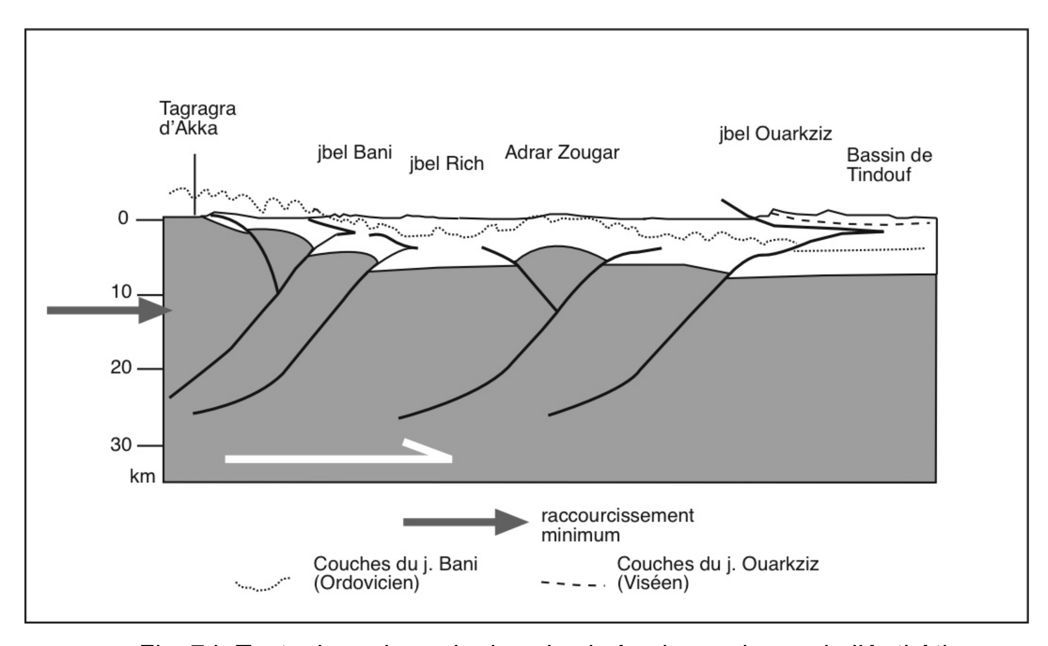


Fig. 74. Tectonique de socle dans la chaîne hercynienne de l'Anti Atlas

Ce qui précède, et sur quoi l'ensemble des auteurs s'accordent, est susceptible de donner lieu à des interprétations géodynamiques divergentes. Pour certains (par ex. RODDAZ et al., 2002), les bassins mésétiens, interprétés comme des bassins d'avant-pays, et leur magmatisme associé décrit comme calco-alcalin résultent d'une subduction continentale réalisée à plus de 500 km d'une suture océanique, le magmatisme étant dû soit une déshydratation de la plaque océanique à pendage faible, soit à une délamination lithosphérique sous les bassins mésétiens. Pour d'autres, eux aussi à la recherche d'une suture, celle-ci serait à trouver entre la Meseta et l'Anti Atlas (BURKHARD et al., 2006). On reviendra plus loin sur ces hypothèses, en examinant leurs répercussions sur les assemblages continentaux paléozoïques qu'elles supposent, mais on peut, d'ores et déjà en discuter brièvement les implications géologiques.

Il semble difficile de postuler avec BURKHARD et al., (2006) l'existence au Dévonien d'un océan, la Paléo-Téthys, entre l'Anti Atlas et la Meseta, tant sont grandes les similitudes de faciès sédimentaires, faunistiques, paléo-climatiques, etc. entre ces deux domaines et, plus, tant est grande l'incertitude (figurée jusque dans la figure 6 de ces auteurs) sur le sens de la vergence de la «subduction paléo-téthysienne». Aussi, en l'absence d'arguments plus définitifs qu'une hypothèse d'école, il est raisonnable de conserver la conception, exprimée autrefois par PIQUE et MICHARD (1989) et réaffirmée par HOEPFFNER et al. (2005, 2006) d'une zone cisaillante majeure, la Zone paléozoïque transformante sud-atlasique, au sud de la chaîne hercynienne.

Une autre subduction, à l'est du Maroc cette fois, a été autrefois imaginée par KHARBOUCH et al. (1985) puis par BOULLIN et al. (1988) à partir d'arguments tirés de la caractérisation géochimique des roches magmatiques carbonifères mésétiennes et notamment le caractère calco-alcalin des roches volcaniques viséennes de l'Oriental et du Tazekka, comme la marque de la subduction d'une lithosphère océanique sous la Meseta, le bassin de Sidi-Bettache apparaissant comme un bassin d'arrière-arc (Fig. 75 A).

L'hypothèse de RODDAZ et al. (2002 et références incluses), reprenant le modèle de subduction à l'est du Maroc, s'appuie sur l'idée, déjà émise auparavant par BOUABDELLI et PIQUE (1996) que les bassins mésétiens, en particulier celui d'Azrou-Kenifra, sont des bassins d'avant-pays au front d'un prisme orogénique, et sur des arguments tirés de la caractérisation géochimique des roches magmatiques carbonifères qui seraient de nature calco-alcaline dans l'ensemble de la Meseta. Le magmatisme indique donc nécessairement pour ces auteurs ici un contexte de subduction active et il leur suggère des comparaisons avec les Andes (Fig. 75 B). RODDAZ et al. (2002) conviennent cependant que leur hypothèse n'est corroborée par aucune donnée de terrain, ni directe: des ophiolites obductées, ni indirectes: un métamorphisme HP exhumé.

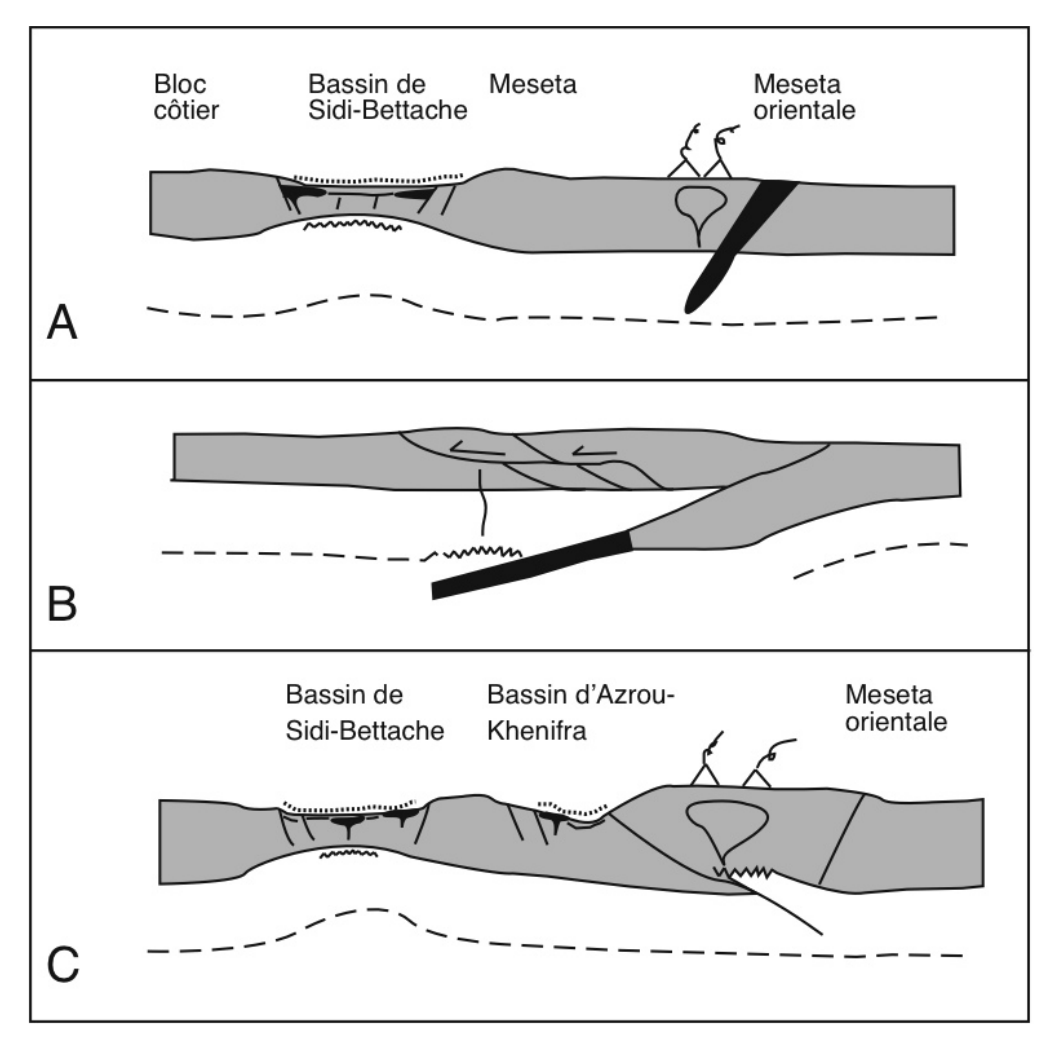


Fig. 75. Modèles géodynamiques de l'orogenèse hercynienne au Maroc
A : Subduction à pendage ouest, le bassin de Sidi-Bettache est en position de bassin d'arrière –arc
B : subduction à pendage ouest, cisaillements crustaux
C : « subduction intracontinentale »

Au contraire des hypothèses précédentes, la chaîne hercynienne du Maroc est considérée par HOEPFFNER et al. (2005, 2006), à la suite de PIQUE et MICHARD (1989) et LAGARDE (1989) comme une chaîne intra-continentale (Fig. 75 C et 76). La croûte continentale, modérément amincie par les extensions au cours du Paléozoïque, y a été raccourcie au cours des collisions qui, toutes (appalachiennes et et hercyniennes), se sont effectuées en dehors du Maroc. Dans cette optique, le Maroc, resté en dehors des zones de collisions, appartient aux zones externes de la chaîne hercynienne.

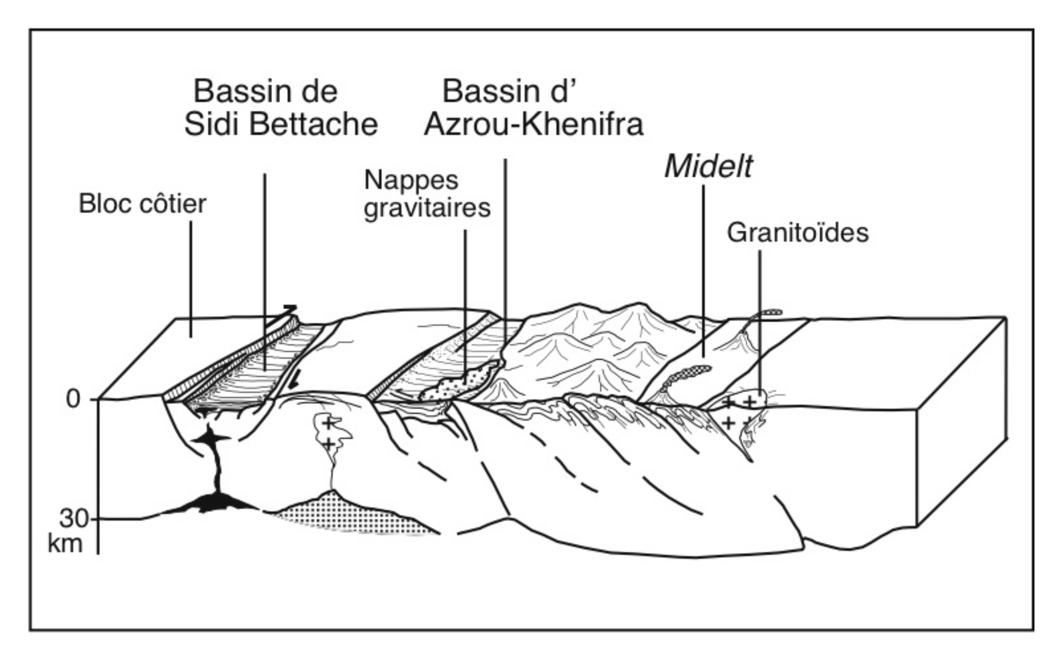


Fig. 76. Bloc-diagramme de la chaîne hercynienne de Midelt à l'océan

6.2.4. La chaîne hercynienne du Maroc dans le cadre des orogenèses paléozoïques

Depuis longtemps, on sait que la chaîne hercynienne de l'Europe dans son ensemble résulte d'une collision entre l'Afrique paléo-gondwanienne et un continent nord-européen.

Les relations des Hercynides du Maroc avec la chaîne européenne ont été abordées depuis longtemps déjà. On a vu plus haut que les similitudes de faciès et d'évolution structurale entre de nombreux blocs européens (Meseta ibérique centrale, Montagne Noire, Massif armoricain central et septentrional, zones d'Allemagne du sud, etc..) et le Maroc paléozoïque s'expliquent par leur même origine paléo-gondwanienne, les événements alpins et l'ouverture de la Méditerranée ayant brouillé la continuité initiale de ces blocs avec l'Afrique du nord hercynienne (Fig. 77).

Par certains aspects, les zones orientales marocaines et leur prolongement dans le Rif interne (qui se continuait vraisemblablement dans les Maures et, au-delà, dans les massifs cristallins externes des Alpes (PIQUE et al., 1993 et Fig. 77 B) correspondent à des zones relativement « internes» des Hercynides marocaines, mais il faut se garder d'assimiler ces zones « éovarisques » de Midelt, par exemple, aux véritables Internides d'Europe, marquées par la présence de complexes ophiolitiques, certes démembrés et charriés, mais néanmoins reconnaissables, et de roches métamorphiques de haut degré où des paragenèses HP sont encore présentes. Ainsi, par ses caractères structuraux (âges, style, intensité des déformations), la chaîne hercynienne du Maghreb se raccorde sans conteste aux zones externes de la chaîne européenne.

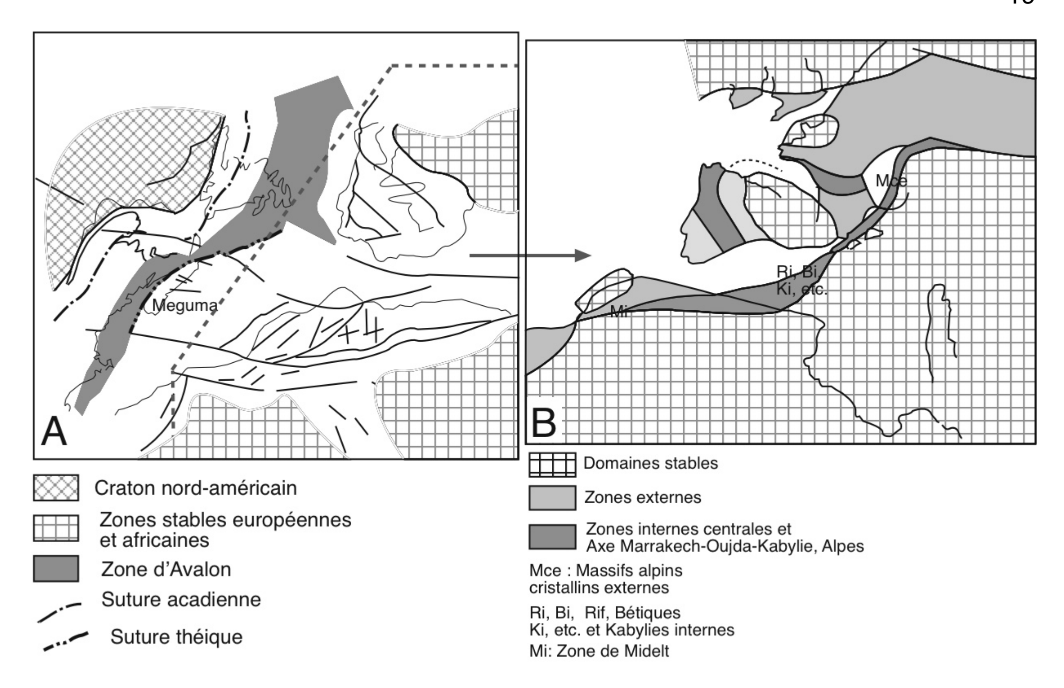


Fig. 77. La chaîne hercynienne du Maroc dans le cadre des chaînes péri-atlantiques (A) et européennes (B)

Vers le sud, par le Zemmour, l'Anti Atlas se relie aux Mauritanides dont ce chaînon représente l'avant-pays. A l'ouest, au-delà de l'Atlantique actuel, de la Nouvelle-Ecosse à la Nouvelle-Angleterre, la chaîne hercynienne du Maroc est au contact des zones orientales des Appalaches (Fig. 77 A). Les similitudes dans l'évolution géologique des zones appalachiennes d'Avalon et de Meguma avec celle du Maroc ont été soulignées de longue date et on les a expliquées par leur origine paléo-gondwanienne puis par leur rapprochement lors de la fermeture de l'océan Théique (PIQUE et SKEHAN, 1992).

Un schéma possible de l'évolution géodynamique du Maroc au Paléozoïque, défendu par HOEPFFNER et al. (2006) est que le Maroc a été constamment solidaire du craton ouest-africain, dont ne l'a séparé que le linéament sud-atlasique (ZTPA : Zone transformante paléozoïque de l'Atlas), de certaines parties de l'Europe occidentale (nord-Armorique, Montagne noire française, etc.), mais aussi de domaines appalachiens (zones d'Avalon, de Meguma), avec lesquelles les similitudes sédimentaires, faunistiques, etc.. sont évidentes au moins jusqu'au Paléozoïque moyen (PIQUE et SKEHAN, 1992). Nous sommes ici dans une zone globalement externe de la chaîne hercynienne européenne. Les zones les plus orientales, celles de l'axe Marrakech-Oujda prolongé dans le Rif et les Kabylies internes, se raccorderaient, peut-être, au segment « interne » sud de la chaîne européenne.

6.3. L'ouverture de l'Atlantique central au Mésozoïque

6.3.1. Trias supérieur-Lias basal : le rifting intracontinental

Après l'épisode hercynien et la longue période permienne (PIQUE, 2002), la reconquête marine se fera à la fin du Trias à partir de deux régions ; les influences marines s'étendront à l'ensemble du domaine nord-maghrébin à partir de l'est, dans le cadre du rifting néo-téthysien et venant du sud-ouest, dans le cadre de celui de l'Atlantique central.Ces transgressions traduisent le début de l'individualisation de la plaque Afrique par rapport à celle de l'Eurasie d'une part et de l'Amérique du Nord d'autre part dont les données sur les domaines océaniques nous montrent la cinématique (Fig. 78).

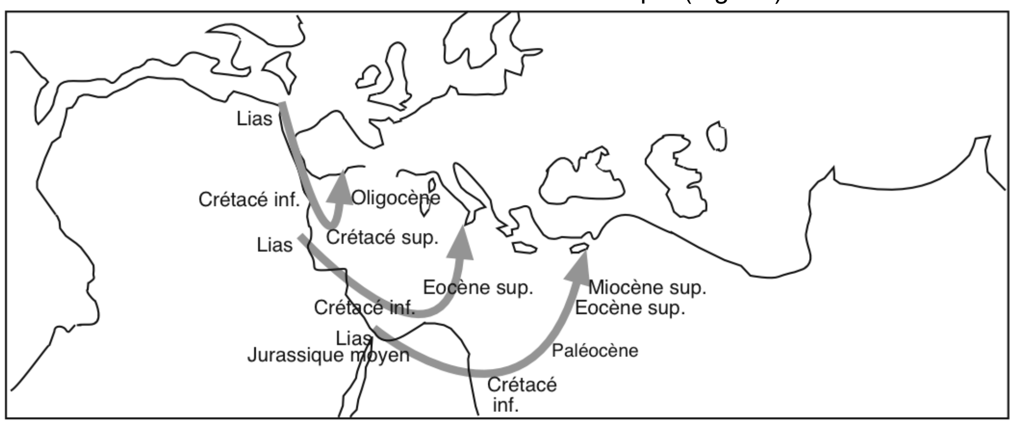


Fig. 78. Dérive de l'Afrique et ouverture de l'Atlantique

6.3.1.1. Le rifting atlasique

L'étude des séries sédimentaires triasico-liasiques de l'Atlas marocain fournit des indications sur les conditions de leur dépôt et leurs relations géométriques avec les failles alors actives. Au Carnien, la sédimentation est concentrée dans un sillon NE-SW, centré sur le Moyen Atlas et le Haut Atlas central sub-parallèle à celui dans lequel se dépose, à l'ouest, la série triasique atlantique (Fig. 79 A,B). Ce sillon est faillé, mais l'activité des failles bordières s'estompe progressivement au Rhétien et elle a cessé avant le dépôt des carbonates marins du Lias inférieur et moyen. La sédimentation syntectonique et le flux thermique associé daté à environ 200 Ma (BENCHEKROUN et al., 1988 ; HUON et al., 1993) s'accompagnent de la mise en place de magmas tholéitiques. Tous ces marqueurs structuraux, sédimentaires, thermiques et magmatiques caractérisent le sillon atlasique actif au Carnien avec, à la base, une séquence synrift (les séries détritiques du Trias supérieur et du Lias basal dont le dépôt est syntectonique), et au sommet une séquence postrift discordante (les carbonates liasiques) déposée durant la phase de subsidence thermique.

Ainsi, au Trias supérieur et au Lias basal, le rift atlasique est en connexion au nord-est avec la Téthys d'où viendra la transgression marine ; au SW, au niveau de l'Atlas de Marrakech, il est probablement séparé de l'Atlantique. L'absence de dépôts sédimentaires synrift au sud du Haut Atlas actuel suggère la présence, ici, d'une faille de transfert. C'est la Faille N 70 E du Tizi n'Test, ancien linéament de nouveau actif à cette époque, qui joue ce rôle en limitant au sud les bassins faillés dans un régime à forte composante transcurrente sénestre. La direction NW-SE de l'extension horizontale régionale est déduite de celle des dykes triasico-liasiques NE-SW de l'Anti Atlas et de l'Algérie méridionale. Cette direction est compatible avec celle de l'ouverture des bassins triasico-liasiques et avec le jeu contemporain sénestre de la faille du Tizi n'Test.

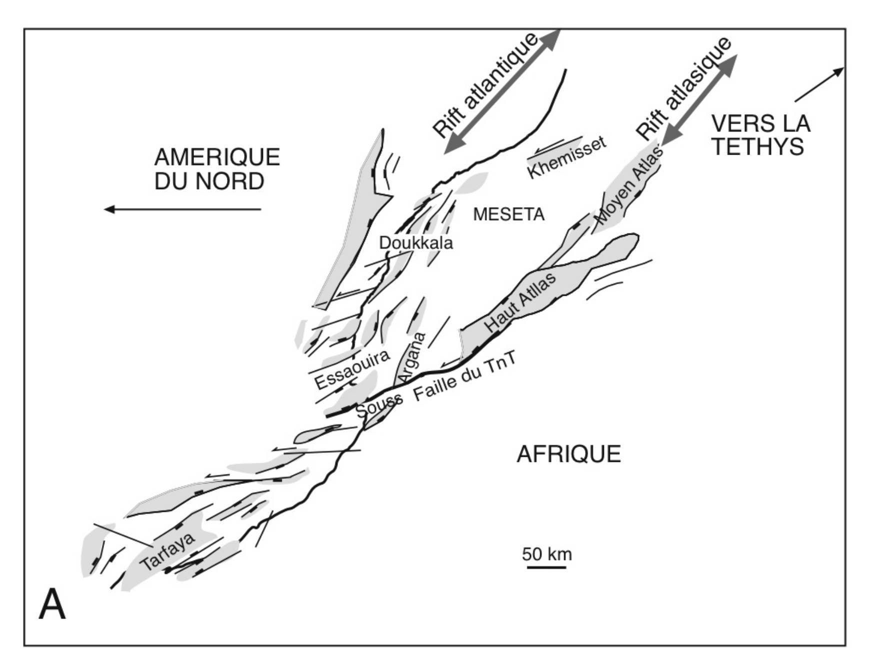
De direction NE-SW, le rift atlasique est sub-parallèle au rift atlantique mais à la différence de celui-ci qui réussit, c'est à dire qui évolue vers l'océanisation, le rift atlasique avorte ; l'extension crustale y cesse au début du Lias en même temps que s'achève l'activité magmatique et métamorphique et que ses failles bordières sont scellées par les carbonates liasiques qui se déposent en discordance postrift sur le domaine atlasique et débordent sur celui de la Meseta (Fig. 79 B).

6.3.1.2. Le rifting atlantique

Au Carnien, des failles hercyniennes NNE-SSW à NE-SW sont réactivées en failles normales et les blocs basculés qu'elles délimitent sont séparés par des failles de transfert N 70 E (LAVILLE et PIQUE, 1991 et Fig. 79 A). Une sédimentation détritique s'effectue dans les hémigrabens ainsi constitués. Le second épisode est en gros contemporain de la mise en place, au Norien-Rhétien, de magmas basaltiques tholéitiques. La fracturation, jusqu'ici limitée à une zone centrale du rift naissant, se développe alors plus largement, tout en affectant des zones plus occidentales. A cette époque, cependant, elle reste encore confinée dans les zones méridionales de la marge et ce n'est qu'à l'Hettangien que la fracturation atteint la zone d'El Jadida ainsi que l'ensemble des zones occidentales de la marge. Ensuite, la fin de l'extension continentale se marque dans les segments d'Essaouira et de Tarfaya par la transgression liasique qui dépose des sédiments carbonatés en discordance postrift sur les séries sous-jacentes fracturées.

L'orientation des structures majeures est la même que celle des bassins atlasiques contemporains et la direction de l'extension horizontale régionale est la même que celle définie à terre.

Enfin, on signalera brièvement ici la comparaison que l'on peut effectuer entre la marge ouest-africaine et la marge conjuguée nord-américaine et, plus précisément, entre les bassins triasico-liasiques du Maroc et ceux d'Amérique du Nord (HUTCHINSON et KLITGORD, 1988). Les similitudes, mais aussi les différences significatives entre ces deux marges homologues conduisent à un modèle d'ouverture de l'océan Atlantique central par le jeu d'une faille de détachement lithosphérique pentée à l'est (PIQUE et LAVILLE, 1996), schématisé par la Fig. 80. Dans ce modèle, les anciennes structures paléozoïques, avec leur vergence à l'ouest, sont réactivées en extension, et les sutures majeures se branchent, en profondeur, sur une grande faille de détachement qui réalise l'ouverture des deux rifts parallèles, atlantique et atlasique.



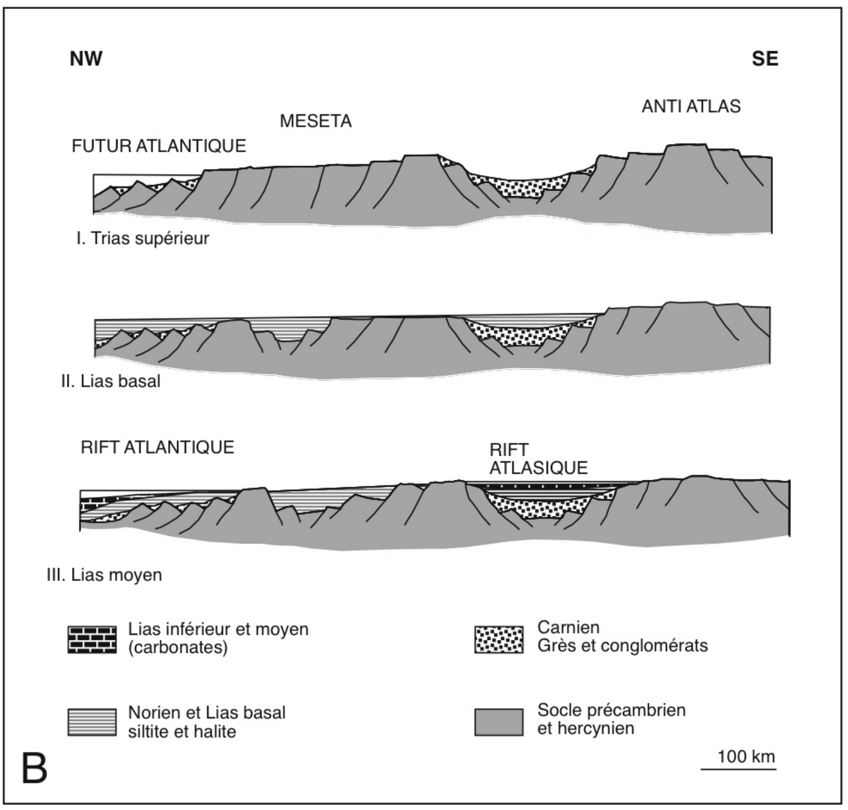


Fig. 79. Le rifting atlasique et atlantique

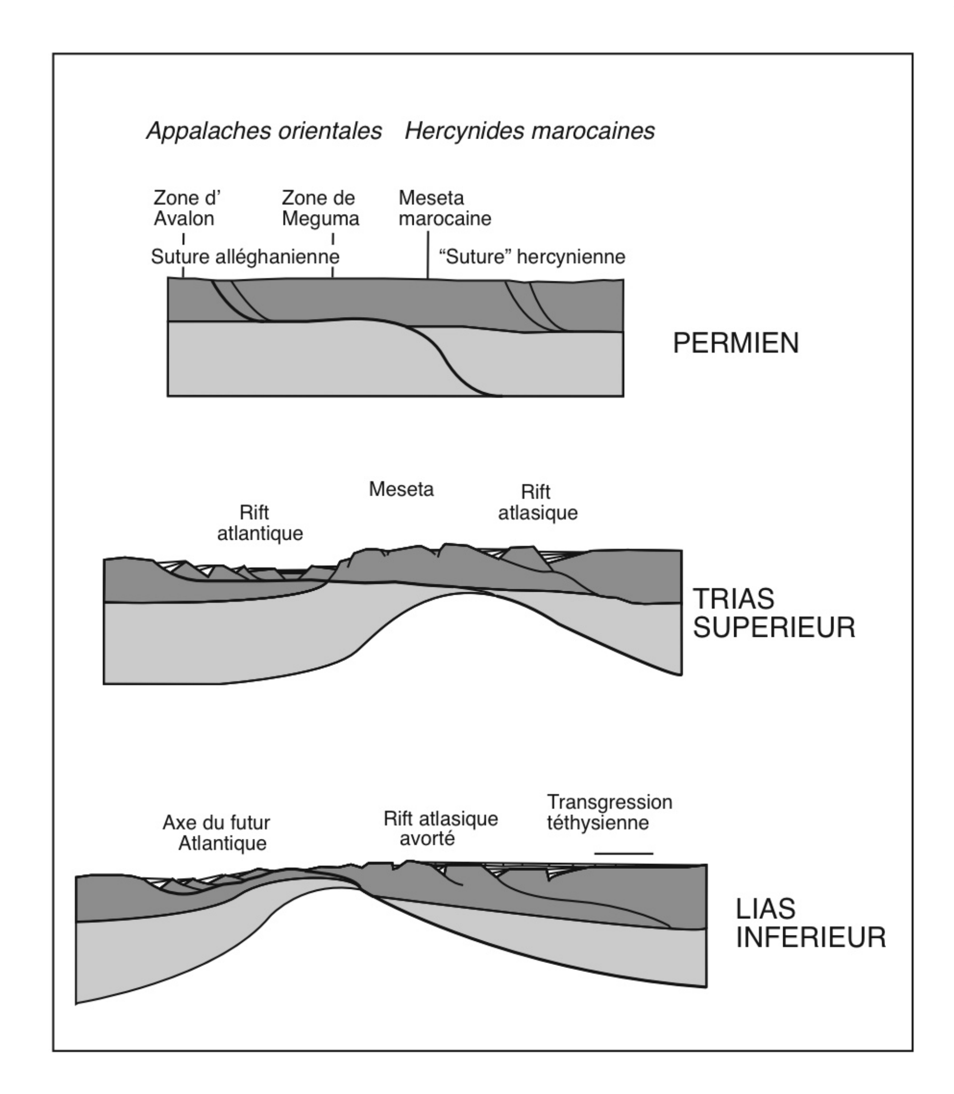


Fig. 80. Ouverture de l'Atlantique

6.3.1.3. L'évolution de la marge atlantique

Aussi bien sur la marge américaine que marocaine, l'épisode de fracturation synrift s'est achevé au Lias inférieur. C'est à cette époque que sont activées des failles sénestres N 70 E dans la marge atlantique d'Essaouira et dans le domaine atlasique tout entier. Ce mouvement à forte composante transcurrente enregistre le début de la translation de l'Afrique vers l'est permis par la rupture continentale entre l'Afrique et l'Amérique du Nord. A la suite de la rupture continentale et du début de l'accrétion de la croûte océanique, les séries postrift décrites plus haut se déposent sur les divers segments de la marge sous le contrôle d'un ensemble de facteurs où interviennent la subsidence thermique de la marge, les variations eustatiques et, perceptibles dès le Crétacé, les mouvements orogéniques atlasiques.

6.3.2. Jurassique : plates-formes et sillons

Après le Lias, la dérive de l'Afrique vers l'est par rapport à l'Europe qui reste encore solidaire de l'Amérique du Nord (Fig. 78) entraîne l'ouverture de l'Atlantique central entre Amérique et Afrique, de l'océan liguro-piémontais et des domaines maghrébins océanisés entre Afrique et Europe. La marge africaine est passive au nord-ouest, dans le Maroc occidental, et transformante dans les domaines marocains septentrionaux.

6.3.2.1. Lias inférieur et moyen

Dans les zones cratoniques et subcratoniques, les dépôts liasiques marins sont généralement absents. La transgression s'effectue vers l'ouest et le sud-ouest, à partir des zones orientales qui étaient déjà marines au Trias et elle s'avance parfois directement sur le socle ancien.

Dans la marge atlantique, les carbonates liasiques de la plate-forme carbonatée postrift scellent les failles normales du Trias et du Lias basal. La Meseta occidentale est émergée et la Meseta orientale est recouverte de sebkha.

Dans le domaine atlasique, au début du Lias, la sédimentation est franchement marine, avec des sédiments très généralement carbonatés. Les aires continentales proches de la plate-forme sont suffisamment aplanies pour qu'aucun débris terrigène n'atteigne le bassin de sédimentation. Au fil du temps, une différenciation se produit à l'intérieur du bassin.

Au nord du domaine atlasique, les séries sédimentaires surtout carbonatées des domaines rifains externes se sont déposées sur la marge septentrionale africaine. Leur déplacement ultérieur, sous la forme de nappes et d'écailles, s'est effectué en gros vers le sud, autorisant à chercher dans ces séries l'équivalent septentrional de celles de l'Atlas une fois déplié l'édifice de nappes. Par contre, la comparaison n'est pas directe avec la couverture des zones rifaines internes et les liaisons entre les séries atlasiques et celles-ci doivent tenir compte du sillon aminci téthysien qui les a ensuite séparées. On montre qu'au Lias inférieur et moyen, les calcaires de la Dorsale rifo-tellienne se sont déposés sur la plate-forme méridionale (en coordonnées actuelles) du bloc d'Alboran. Un début de différenciation se lit dès cette époque entre les faciès de la plateforme interne nord-dorsalienne, moins épais et relativement peu profonds, et les faciès sud, plus profonds, du type de plateforme externe.

6.3.2.2. Du Lias supérieur à la fin du Jurassique

- a. La Meseta

Au Jurassique moyen et au début du Jurassique supérieur, une bonne part du Sahara est immergée. A la fin du Jurassique supérieur et jusqu'à la fin du Crétacé inférieur l'ensemble de la région est exondé et les séries rouges tropicales du « Continental intercalaire » à Vertébrés aériens se déposent sur ce territoire.

On retrouve les mêmes conditions dans la partie occidentale de la Meseta marocaine, émergée depuis le Lias. La transition entre ces zones mésétiennes émergées et les domaines marins sont connues : au Jurassique supérieur, on passe vers l'ouest à des sédiments confinés de type anhydrite dans les Doukkala, à des carbonates de plate-forme sous le plateau d'El Jadida et, enfin, à des faciès plus distaux sous l'actuel talus continental. Au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur la profondeur de dépôt reste faible. En

direction de l'est, les faciès du Causse moyen-atlasique marocain au Lias supérieur sont marins, d'assez faible profondeur et peu épais ; la sédimentation reste marine ici jusqu'au Jurassique supérieur puis cette région émerge. Le passage au sillon atlasique est réalisé par des zones de failles synsédimentaires extensives comme celle de l'"Accident nord moyen-atlasique".

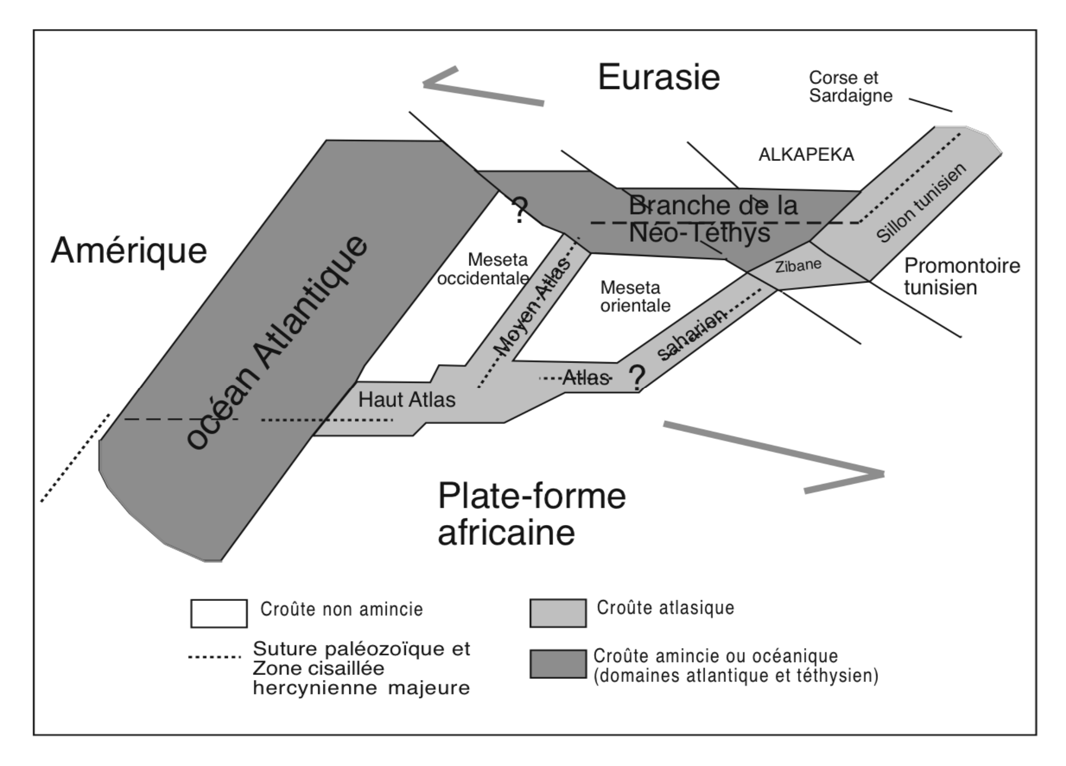


Fig. 81. Le Maroc au début du Mésozoïque en position de marge d'arrachement (atlantique) et transformante (néo-téthysienne)

- b. Le domaine atlasique

+ Le développement du Sillon atlasique : un "rift atlasique" jurassique?

Dans l'Atlas marocain, le golfe atlasique du Lias inférieur et moyen devient un sillon faillé qui sépare le Sahara, au sud, du domaine rifo-tellien, au nord. A l'intérieur du sillon, les anciennes flexures évoluent en failles qui permettent au Lias supérieur la dislocation de l'ancienne plate-forme carbonatée. La géométrie rhombique des bassins élémentaires et des rides qui les séparent, la disposition des structures plicatives synsédimentaires et celle des corps plutoniques jurassiques mis en place dans l'Atlas central marocain suggèrent que les bassins se sont développés dans un régime tectonique marqué par une forte composante transcurrente senestre le long des failles N 45-70 E.

Si chacun s'accorde sur la disposition géométrique des rides et des dépocentres dans les fossés haut- et moyen-atlasiques, les avis divergent, on l'a vu (voir les références citées plus haut), sur leur signification dynamique :

-- le sillon atlasique peut être décrit en termes de rift E-W, développé du Trias au Jurassique (et peut-être même jusqu'au Crétacé) résultant d'une extension pure, en réponse à une extension orientée N-S ;

-- le sillon haut- et moyen-atlasique correspond, après un épisode de subsidence thermique au Lias, à la fragmentation de la plate-forme carbonatée en un ensemble de bassins losangiques séparés par des rides sédimentaires. Dans cette optique, le bassin complexe atlasique correspond davantage à un ensemble de sillons transtensifs qu'à un rift proprement dit et il est différent du vrai rift, triasico-liasique celui-ci, dont le sépare tout l'épisode de sédimentation postrift du Lias inférieur et moyen.

Cette seconde hypothèse implique trois étapes successives pour le sillon atlasique : i) l'individualisation du *rift atlasique* vrai, avec extension vraie NW-SE au Trias supérieur et au Lias basal puis, au Norien et au Lias basal, la cessation progressive de son activité désormais transférée dans le rift atlantique ; ii) la sédimentation postrift, au Lias inférieur et moyen, sur une *plate-forme carbonatée* plus ou moins uniforme, où les futures zones atlasiques sont en conditions de subsidence thermique ; iii) la dislocation de la plate-forme au Lias supérieur, et l'individualisation des fossés atlasiques dont chacun est constitué de sous-bassins limités par des failles à forte composante sénestre E-W à N 70 E. La mise en place de la plupart des plutons jurassiques s'effectue dans l'ancien axe NE-SW, du Moyen Atlas au Haut Atlas central, là où la croûte avait été amincie par le rifting triasique.

Ces trois étapes correspondent aux trois temps bien connus par ailleurs dans l'évolution de l'Atlantique central et de la plaque Afrique :

i) extension crustale dans deux rifts parallèles, atlantique et atlasique au Trias supérieur ;

ii) fin de l'extension crustale dans le domaine atlasique marocain au Lias basal par concentration de l'extension dans le rift atlantique ;

iii) début de la fragmentation de la plate-forme. Cette dislocation correspond précisément au début de l'accrétion océanique, et donc de la dérive de l'Afrique vers l'est. A partir de cette époque, au sud de la ligne Terre Neuve-Gibraltar-nord Maghreb, le domaine atlasique est une zone cisaillée transtensive sénestre, où des bassins découpent, surtout du Moyen Atlas au Haut Atlas central, une croûte qui avait été préalablement amincie au Carnien par le rifting atlasique. C'est tout le domaine atlasique qui, sur une largeur d'environ 400 km, constitue alors la marge transformante nord-africaine.

Remarquons, enfin, que le large développement des constructions récifales dans le domaine atlasique (DU DRESNAY, 1976) témoigne d'un climat chaud ; la remontée du Maroc vers le nord se poursuit.

+ La déformation dans l'axe de l'Atlas

Progressivement, au début du Jurassique supérieur, les rides évoluent en anticlinaux pincés et les dépocentres en synclinaux à fond plat, tandis qu'une régression amène, sauf aux deux extrémités NE et SW de l'Atlas marocain, à proximité des marges téthysienne et atlantique, le développement des faciès détritiques et continentaux à dinosaures. Ces couches rouges dans lesquelles le Jurassique supérieur est représenté sont discordantes sur les structures anticlinales. Cette disposition suggère que le régime, transtensif au Jurassique inférieur et moyen, est devenu transpressif au Jurassique supérieur.

Le fait suivant, parfois insuffisamment pris en compte, est que la déformation

de la partie centrale de l'Atlas au Maroc, qui s'accompagne localement du développement d'une schistosité, est d'âge jurassique. Elle n'est pas suivie, au Mésozoïque, d'une surrection, puisque ces zones déformées de l'Atlas central sont recouvertes par la transgression crétacée. La distinction opérée jadis entre Orogenèse jurassique et Tectogenèse récente de l'axe atlasique (LAVILLE et PIQUE, 1992) est ainsi confirmée.

- c. Le domaine rifain

+ Zones externes

Au Jurassique et au Crétacé inférieur, les régions méridionales parautochtones sont, comme celles de l'Atlas, un milieu marin de faible profondeur. Par la suite, des conglomérats puis des grès y indiquent une certaine instabilité du fond marin, démontrée par le dépôt du "Ferrysch". Cette épaisse formation détritique dont les éléments sont d'origine saharienne se dépose sur un fond marin en affaissement rapide. Une extension crustale contemporaine est indiquée, outre la forte subsidence du fond marin, par la mise en place au sein de l'unité du Loukkos d'une série magmatique et volcano-sédimentaire alcaline d'âge bathonien-callovien et par celle des lherzolites serpentinisées du petit massif de Beni Malek, à quelques kilomètres au NW de la faille du Nekor, qui correspondent à la montée d'une ride ultrabasique au sein même de la marge africaine.

+ Zone des flyschs

Dans le jbel Tisirène au Maroc, les roches sédimentaires, calcaires fins et radiolarites, suggèrent un milieu marin profond, un bassin « affamé » au nord du domaine rifain. D'une façon générale, les roches sédimentaires qui constituent la base jurassique de la série des flyschs se sont déposées dans un milieu marin profond soumis à une extension crustale importante où des sédiments pélagiques se déposent. A cette époque, le sillon des flyschs sépare deux marges : la marge nord, actuellement préservée dans la Dorsale rifo-kabyle et la marge sud, africaine, à présent enfouie sous les recouvrements anormaux de la chaîne.

+ Dorsale

Du nord-est au sud-ouest au Maroc, les séries de la Dorsale traduisent des milieux de plus en plus profonds et on y reconnaît la marge méridionale du bloc crustal (microplaque) constitué par les unités cristallines du Rif. Une analyse fine des séries liasiques montre la progression de l'affaissement de cette marge dont, par l'étude des accidents cassants synsédimentaires, on reconstitue les diverses étapes de la constitution (EL HATIMI et DUEE, 1989).

Au dessus, les séries du Jurassique moyen et supérieur et celles du Crétacé inférieur sont des dépôts postrift avec, là encore, une distinction entre les séries internes relativement minces, condensées, lacuneuses, déposées sur un talus et les séries externes détritiques et bréchiques typiques d'un bassin profond. Le passage vers les milieux méridionaux, le bassin des flyschs, se trouve dans la "zone pré-dorsalienne", avec ses olistolites mis en place dans des sédiments pélagiques de bas de pente.

L'absence de dépôts contemporains préservés sur les terrains cristallins internes ne nous permet pas de reconstituer la paléogéographie de ces régions.

+ Autres zones internes

L'importance du métamorphisme alpin dans les Sebtides interdit d'y reconstituer la colonne sédimentaire initiale, peut-être constituée d'un socle hercynien.

Quoi qu'il en soit, pour CHALOUAN et MICHARD (2004) c'est dès cette époque que la dénudation du manteau sous-continental met à jour les péridotites des Beni Bousera et leur équivalents bétiques de Ronda dans le « rift » transtensif néo-téthysien.

- d. L'Afrique du Nord-Ouest au Jurassique : bilan

Le domaine saharien, totalement aplani au Jurassique inférieur et moyen, est parcouru par des pulsations positives et des reculs de la mer en réponse à des élévations du niveau de l'océan mondial.

A l'ouest, la constitution de la marge passive de l'Atlantique central s'effectue, et de l'événement majeur que représente l'ouverture de l'Atlantique central et la dérive de l'Afrique vers l'est découlent les réorganisations observées dans l'ensemble du Maghreb.

Au nord, la plate-forme carbonatée du Lias inférieur et moyen est fragmentée au moment même où s'enclenche, dans l'Atlantique central, l'accrétion océanique. L'individualisation des bassins rifains et atlasiques traduit la réactivation des fractures crustales dans un nouveau champ régional de contraintes où une composante transcurrente sénestre se combine à une composante normale le long de failles N 70-90 E dans le Maghreb occidental. Au Jurassique moyen-supérieur, la limite nord de l'Afrique se situe au niveau de la future zone des flyschs. Au-delà de cette limite, on rencontre les zones internes rifaines qui, avec les noyaux cristallins bétiques, kabyles, etc. et leur couverture dorsalienne, font partie du Bloc Alcapeka. Les fossés et bassins creusés au cours de cette transtension vont durer pendant tout le Mésozoïque, y compris dans l'axe de l'Atlas marocain où la déformation est jurassique.

Le mouvement d'ensemble le plus important après l'ouverture de ces bassins et fossés est le basculement du Maghreb vers le nord, en direction de la Tethys. Ce mouvement se manifeste à la fin du Jurassique moyen par l'émersion des zones méridionales du Sahara et par l'érosion consécutive d'immenses territoires du socle africain. Les éléments détritiques extraits de ces zones émergées sont transférés vers le nord par de puissants réseaux fluviatiles. Certains sont piégés dans les fossés de l'Atlas ; d'autres, mêlés à ceux originaires des domaines alors émergés de la Meseta et de l'Atlas central marocain, arrivent dans le bassin rifain externe où ils forment le Ferrysch. D'autres enfin alimenteront plus tard le sillon des flyschs.

Notons que l'absence de ces équivalents en Tunisie indique que la limite nord-africaine est à chercher au nord de l'actuelle Tunisie.

6.4. La convergence Afrique-Europe

6.4.1. Paléogéographie du domaine maghrébin au début du Crétacé

Comme au Jurassique supérieur, les zones sahariennes sont émergées et elles fournissent les domaines septentrionaux en éléments détritiques qui traversent le sillon atlasique. Dans l'axe de l'Atlas marocain, les structures majeures sont d'ores et déjà acquises et les massifs plutoniques sont en place. Au nord du domaine atlasique, les sillons des flyschs se creusent. Ils commenceront à se remplir au Barrémien-Albien.

Au début du Sénonien, à environ 85 Ma, l'Afrique opère une rotation anti-horaire qui accentue une évolution déjà perceptible depuis le début du Crétacé et elle se rapproche du continent

européen (Fig. 78). C'est cette convergence qui va désormais induire l'évolution des domaines marocains et, plus généralement, maghrébins. En même temps, l'Atlantique Sud et l'océan Indien sont en cours d'ouverture et la forte activité des dorsales océaniques est à l'origine d'une transgression eustatique d'importance mondiale. La mer, rejetée sur les continents, s'avance largement sur l'Afrique. Cette incursion marine n'est cependant pas généralisée dans le domaine maghrébin où des zones émergées subsistent, par exemple dans les Rehamna au Maroc. Là où il s'établit, le régime marin persiste jusqu'au début du Cénozoïque.

6.4.2. Sédimentation dans les domaines stables du Crétacé à l'Eocène

Dans la Meseta comme, plus loin, dans le Sahara, les dépôts sédimentaires du Crétacé supérieur- Eocène forment un cycle complet qui débute avec les calcaires dont le caractère marin, souvent perceptible dès l'Apto-Albien, s'affirme au Cénomano-Turonien puis disparaît avec les faciès régressifs du Crétacé terminal, du Paléocène et de l'Eocène, époque à laquelle la Meseta émerge. Les séries turoniennes marquent le maximum d'avancée de la transgression. Au nord de ce domaine stable, la répartition des faciès et des épaisseurs des séries sédimentaires montre un passage vers des conditions plus franchement marines et des zones plus subsidentes.

Deux événements interfèrent au Crétacé supérieur et au début du Cénozoïque : d'abord, l'élévation eustatique du niveau des mers et ensuite le début de la contraction orogénique rifo-tellienne. Du premier événement témoignent la transgression d'origine téthysienne et atlantique et l'envahissement de la plus grande partie du domaine maghrébin par une mer chaude et peu profonde qui laissera des carbonates de plate-forme cénomano-turoniens surmontés par les séries régressives du Crétacé terminal et du Paléocène. Le second événement est indiqué par le début de la surrection des futures zones orogéniques : les zones internes rifaines et l'Atlas occidental qui entament leur soulèvement.

6.4.3. Du Crétacé supérieur au Néogène : subduction et collision continentale dans les zones rifaines internes et déformations atlasiques

L'essentiel de la déformation rifaine, le creusement et la déformation des sillons péri-atlasiques, et l'exhaussement de l'Atlas en général, sont contemporains. C'est de cette époque que datent la disparition des espaces océaniques téthysiens qui, depuis le Mésozoïque, séparaient l'Afrique du Nord de l'Europe et des blocs continentaux reliés à l'Europe, regroupés sous le nom d'Alkapeca, et l'ouverture de la Méditerranée occidentale, contemporaine de celle des rifts d'Europe occidentale.

6.4.3.1. Grands traits de la paléogéographie du domaine rifain au Sénonien

Dans le domaine rifain, le bassin externe passe vers le sud à la plate-forme néritique de l'avant-pays par des faciès de plateau externe (lumachelles), de talus et de bas de pente (les marnes à boules calcaires, rencontrées du Maroc à la Tunisie ou le "complexe triasique" intra- et mésorifain). Au nord, il se relie probablement au bassin des flyschs. Celui-ci, individualisé entre le sillon externe et le domaine interne, accueille des sédiments relativement proximaux (série du Beni Ider), peut-être alimentés depuis les zones externes comme le flysch maurétanien

d'Algérie, et d'autres plus distaux, la série de Chouamat, probablement issue des zones internes comme ses équivalents massyliens d'Algérie. Dans la Dorsale, le caractère détritique grossier et les ravinements observés, particulièrement dans les parties internes dans les séries du Crétacé supérieur, du Paléocène et de l'Eocène jusqu'au Lutétien, traduisent une sédimentation syntectonique.

6.4.3.2. Subduction et collision rifaines

Actuellement, on s'accorde pour interpréter l'orogenèse rifaine en termes de tectonique de collision et pour trouver les traces de cette collision, en particulier, dans les zones internes de la chaîne où, par ailleurs, la géochimie isotopique permet d'en proposer une datation. On admet que la marge africaine était séparée de celle du bloc d'Alkapeca à partir du Jurassique par un sillon néo-téthysien à croûte continentale très amincie ou océanique qui deviendra le sillon des flyschs maurétanien et massylien. La dynamique de la plaque Afrique par rapport à la plaque Europe impose que ce sillon ne soit pas un rift, en ouverture pure, mais un fossé transtensif dans lequel est présente une forte composante latérale sénestre. Est-ce que la séparation a été totale à ce niveau entre la plaque Afrique et une plaque d'Alboran, une lithosphère océanique néo-téthysienne se constituant ici entre Afrique et Europe ? Le métamorphisme "éo-alpin" de type HP mis en évidence dans les noyaux cristallins de certaines parties du Rif et aussi des Bétiques, des Kabylies, etc. est-il lié à une position des futures Sebtides au nord (MICHARD et al., 2002) ou au sud (CHALOUAN et MICHARD, 2004) du bloc d'Alkapeca ? De toute façon, les conditions physiques nécessaires au développement des paragenèses de très haute pression réalisées impliquent que les roches cristallines des Sebtides ont été portées à des grandes profondeurs, correspondant à la base de la croûte et plus profondément encore. La question non encore partout résolue est celle de la datation de ce métamorphisme. Bien sûr, on sait le distinguer de celui, plus ancien, lié aux épisodes hercyniens, comme de celui, plus récent, contemporain d'un flux thermique élevé attribué à un stade tardi-orogénique de désépaississement crustal. Comme il est, par ailleurs, antérieur aux déformations alpines s.str., il est fréquemment attribué à un épaississement "éo-alpin" à l'Eocène (voir les âges à 44-27 Ma dans les Beni Mezala).

Quoi qu'il en soit, les *Sebtides*, considérées comme le socle des zones internes, subissent une élévation de pression due à un processus de subduction qui, selon CHALOUAN et MICHARD (2004), s'enclenche au sud du bloc d'Alkapeka à l'Eocène inférieur-moyen (50-40 Ma) et se développe jusqu'à l'Oligocène (30-25 Ma). Les *Ghomarides* émergent à l'Oligocène et alimentent en éléments détritiques la Dorsale et le sillon des flychs. Des écaillages débutent à la suite de l'inversion compressive des anciennes failles extensives et les unités internes sont portées au-dessus des flyschs. Le sous-charriage des zones externes sous les zones internes qui débute ne va pas cesser, accompagnant la progression vers le sud des domaines tectonisés. Dans la *Dorsale*, les grès et conglomérats oligocènes sont discordants sur des niveaux déjà écaillés. La partie inférieure du matériel numidien se dépose alors à partir d'une origine méridionale, dans le sillon des flyschs déjà bien contracté.

A l'Oligocène terminal et l'Aquitanien inférieur, le métamorphisme HT qui affecte les Sebtides, y masquant peut-

être un épisode HP antérieur généralisé, marque le début de l'exhumation des unités métamorphiques. A cette époque, les nappes de flyschs sont désolidarisées de leur substratum mais des sédiments se déposent encore dans le bassin des flyschs. La mer envahit les zones internes où elle dépose des sédiments détritiques et continentaux, équivalents marocains de l'Oligo-Miocène kabyle.

Dans les domaines externes, des dépôts détritiques s'accumulent. Au Burdigalien inférieur et au Miocène moyen, le bloc d'Alkapeca est désormais fragmenté. Sa partie occidentale, le bloc d'Alboran, achève alors sa translation vers l'ouest permise par les grandes failles sénestres rifaines (MICHARD, 2006). La compression, transpressive à l'Eocène, est à présent subméridienne et donc frontale. La subduction et les sous-charriages du Rif externe sous les unités internes se poursuivent. Dans un mouvement de bascule les domaines externes se sont soulevés, le matériel numidien, en déséquilibre gravitaire, se met en place par glissement épiglyptique et les domaines internes s'effondrent sous les eaux de la Méditerranée. Après la mise en place de la nappe numidienne, les domaines externes sont soumis à des cycles alternativement transgressifs et régressifs. Dans le Rif interne comme en Kabylies, c'est à cette époque que les terrains métamorphiques et les péridotites du manteau infra-crustal des Beni-Bouchera sont exhumés et affectés par un important métamorphisme HT. Le magmatisme et le désépaississement sont contemporains et probablement liés à l'ouverture de la mer d'Alboran. De la pile d'unités des flyschs, d'ores et déjà constituée, se détachent des lames qui glissent vers le nord sur le fond marin et sont à l'origine de la mise en place du lambeau du jbel Zem Zem comme, en Kabylie, de l'olistostrome kabyle et des flyschs suprakabyles.

Au Tortonien, l'olistostrome prérifain et les autres unités chaotiques se déposent dans le sillon prérifain, creusé comme bassin d'avant-pays orogénique, puis atteint et dépassé par les nappes rifaines, nappes de glissement diverticulées et mises en place dans le sillon.

Au Néogène et au Quaternaire, enfin, une extension post-tectonique est à l'origine du développement des bassins intramontanes de Boudinar, Melilla, etc. Le milieu y est marin et la sédimentation contrôlée par des failles dont le jeu dépend de leur orientation. L'activité magmatique se traduit par la mise en place de magmas alcalins.

6.4.3.3. La déformation et le soulèvement de l'Atlas

Au Crétacé, la transgression s'effectue plus ou moins précocement ; c'est dès l'Aptien qu'elle parvient dans le Moyen Atlas marocain. Les eaux téthysiennes s'avancent vers le sud, débordant largement le domaine atlasique. La mer reste peu profonde, le maximum de la transgression étant réalisé, comme en Meseta, au début du Turonien avec le développement d'une plate-forme marine ouverte. La mer se retire au début du Cénozoïque. Dans l'axe de l'Atlas, on l'a dit, ces dépôts transgressifs sont discordants sur les séries plissées et sur les massifs plutoniques jurassiques. C'est la preuve, d'une part, que la déformation majeure est ici anté-crétacée et, d'autre part, qu'elle n'a pas été suivie d'un exhaussement post-orogénique. Par conséquent, le raccourcissement de l'Atlas central ne s'est pas accompagné d'un épaississement crustal et d'un réajustement isostatique. Au début du Sénonien, la plate-forme calcaire turonienne est fragmentée, préparant

les bassins à faciès confinés bitumineux du Crétacé terminal, et les bordures du Haut Atlas enregistrent les premiers effets de l'exhaussement de la chaîne avec le décollement de la couverture liasique haut-atlasique et son déplacement en unités allochtones.

A l'Eocène, un milieu marin confiné persiste dans les "synclinaux périphériques" qui bordent au NW le Haut et le Moyen Atlas où il se traduit par le dépôt de marnes réductrices et bitumineuses, contemporaines des niveaux phosphatés plus oxygénés qui caractérisent les milieux de mer ouverte de la Meseta occidentale. A la bordure nord de l'actuel bassin de Ouarzazate, l'Eocène est encore représenté par des calcaires et des marnes marines mais cette zone émerge rapidement, en réponse au soulèvement du Haut Atlas qui s'ébauche alors que se met en place la nappe de Toundoute. Ailleurs, et en particulier sur l'axe de la chaîne, la mer crétacée se retire.

A l'Oligocène et au Néogène la déformation cénozoïque n'est enregistrée que dans les zones marginales, de part et d'autre de l'axe déjà structuré du domaine atlasique, où elle se marque par des discordances synsédimentaires dans des formations continentales attribuées à l'Eocène. C'est surtout au début du Miocène que l'apparition, puis le développement progressif des faciès détritiques dans des zones subsidentes qui deviennent les sillons bordiers atlasiques (ex. le bassin de Ouarzazate au sud du Haut Atlas) indiquent la surrection de la chaîne.

Le serrage tardif est mio-pliocène ; il n'est daté avec précision que là où, comme dans le Moyen Atlas, il affecte des séries marines. Dans l'axe de la chaîne occidentale, il se traduit par une accentuation de quelques structures jurassiques alors que sur les bordures de la chaîne, le plissement des bassins marginaux s'accompagne de chevauchements divergents par rapport à son axe. Sur son flanc sud, les données de la subsurface montrent l'allochtonie du front sud-atlasique et quelques chevauchements quelquefois interprétés comme l'émergence de grands cisaillements crustaux enracinés très au nord, parfois aussi loin que le Rif. Ces cisaillements mio-pliocènes se traduisent par des plis de rampes sur les bordures de l'Atlas et par l'accentuation du déversement des plis atlasiques ou même leur troncature par des chevauchements récents.

6.4.4. Les chaînes tertiaires d'Afrique du Nord

6.4.4.1. Evolution géodynamique

-a. Ouvertures transtensives

L'effondrement de la marge sud-européenne et la constitution des marges conjuguées entre Afrique et Amérique d'une part et l'ouverture des bassins atlasiques d'autre part s'effectuent en même temps, au Lias inférieur dans la Dorsale externe, au Lias supérieur dans la Dorsale interne et l'Atlas. Ces événements réorganisent la plateforme carbonatée liasique. Ils traduisent l'activation de la marge transformante (transtensive) nord-africaine en réponse au développement de la marge passive (ou d'arrachement) ouest-africaine née au moment de l'ouverture de l'Atlantique Central.

Bien qu'il existe des preuves du caractère transformant du mouvement du bloc Alkapeca par rapport à l'Afrique, les études régionales insistent plutôt sur la composante en ouverture pure, plus visible (ex. la marge rifo-kabyle sud-européenne). La composante normale est bien exprimée, en particulier, dans l'ouverture des bassins affamés établis dès le Jurassique supérieur au nord de la marge nord-africaine dont le substrat est une croûte sinon océanique, du

moins très amincie. L'affaissement de ces sillons appelle les débris clastiques d'origine méridionale qui formeront le Ferrysch marocain, les Grès des Ksour en Algérie et, plus tard, les flyschs crétacés. Les compressions rifo-telliennes survenues ensuite ne laissent plus distinguer la forme initiale des bassins de la marge nord-africaine. Plus au sud, cependant, les bassins contemporains de l'Atlas n'ont pas été suffisamment écrasés pour qu'on ne puisse reconnaître leur disposition primitive ; or, leur géométrie losangique suggère l'intervention d'une composante transcurrente sénestre qui n'est pas décelable dans les séries des bassins rifains, actuellement déracinées. Il est donc possible que le découpage en amygdales des unités rifaines internes soit le résultat de la segmentation de la paléomarge nord-africaine par des accidents transformants. Quoi qu'il en soit, la combinaison des deux composantes transcurrente et verticale implique des ouvertures transtensives sénestres qui, à leur tour, expriment dans la partie nord de la plaque Afrique sa dérive vers l'est par rapport à l'Europe et l'élargissement du domaine néo-téthysien qui les sépare. En d'autres termes, du Lias supérieur au Crétacé supérieur (Sénonien), le domaine rifain (futures zones des flyschs et zones externes) et le domaine atlasique constituent la marge transformante nord de l'Afrique.

A noter que les sillons qui s'ouvrent au Mésozoïque dans cette partie septentrionale du Gondwana sont parallèles à des zones de fragilité de l'écorce, sutures ou décrochements majeurs, héritées des temps hercyniens. C'est le cas, bien sûr, de l'Atlantique central, ouvert sur la suture théique. C'est aussi le cas de la marge transformante nord-africaine qui s'est établie sur une zone complexe, déjà individualisée à la fin du Paléozoïque, étendue du Maroc oriental aux Kabylies internes, à l'axe corso-sarde et, finalement, aux massifs cristallins externes des Alpes. Au Mésozoïque, le découplage de l'Afrique par rapport à l'Europe s'effectue le long de cette ancienne zone de suture. Le fait le plus remarquable de ce dispositif est son tracé, qui ménage un promontoire "italien" au nord de l'Afrique, auquel appartient aussi probablement la Tunisie, et qui met en quelque sorte cette région en retrait par rapport à la marge transformante nord-africaine, à l'exception de ses zones les plus septentrionales.

-b. Transpression éocène

A l'issue du long épisode transtensif, l'inflexion vers le nord de la trajectoire de l'Afrique induit, à partir du Crétacé supérieur, la convergence avec l'Europe, d'abord oblique puis frontale. Les premiers effets se font sentir à l'Eocène supérieur dans les zones bordières de l'Atlas et dans le Rif où débutent les premiers écaillages alpins. Sa signification géodynamique n'est pas la même selon les auteurs et on peut la présenter en faisant référence, dans un premier temps, au système kabylo-tellien d'Algérie. Pour FRIZON de LAMOTTE et al., (2000), cette phase éocène est due à la collision entre la Kabylie, fragment du bloc crustal intermédiaire entre Europe et Afrique (Alkapeca), avec la marge baléare (européenne), l'ensemble étant ensuite transporté vers la marge africaine avec laquelle sa collision, au Langhien, engendre l'orogenèse rifo-tellienne. Une autre manière de voir, illustrée dans le Tell algérien par BOUILLIN (1979), envisage au contraire, que la collision du socle kabyle avec la marge africaine est bien plus précoce, puisqu'elle s'effectue à l'Eocène supérieur.

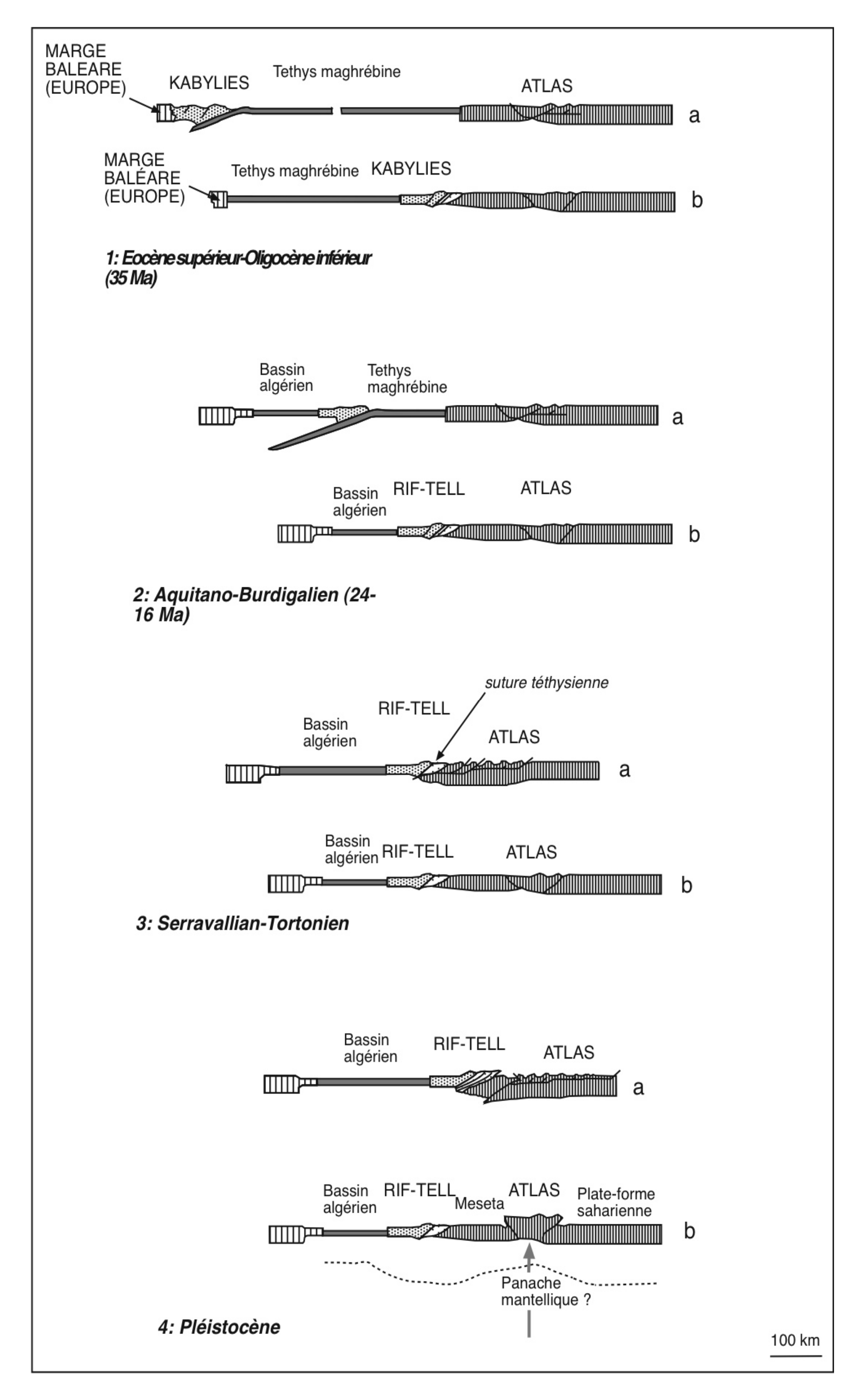


Fig. 82. Deux modèles orogéniques (a et b) pour les chaînes rifaine et atlasique

Bien sûr, ces interrogations trouvent leur prolongement au Maroc, et elles sont illustrées par les deux évolutions représentées concurremment sur la figure 82. Les cartons « a », inspirés de FRIZON de LAMOTTE et al., (2000), situent, on l'a dit, à une date récente la fermeture de la Téthys maghrébine et la collision alpine et, au-delà du seul domaine rifain, ils y voient la cause de la déformation et de la surrection atlasique. Au contraire, les cartons « b » représentent une orogenèse atlasique non liée de façon directe à la collision alpine, la déformation majeure, celle de l'axe de l'Atlas, étant d'âge jurassique.

En ce qui concerne spécifiquement le Rif, on a vu plus haut que les opinions varient, parfois chez les mêmes auteurs, entre les deux conceptions suivantes :i) la phase éocène, celle au cours de laquelle se produit le métamorphisme HP des Sebtides, est attribuée à la collision du bloc Alkapeka avec l'Ibérie, c'est à dire l'Europe (MICHARD et al., 2002); ii) elle résulte, au contraire, de la subduction, au sud du bloc d'Alkapeka, entre celui-ci et l'Afrique (CHALOUAN et MICHARD, 2004 et Fig. 69 B).

Cette phase éocène ne semble pas s'être prolongée en Tunisie. Son absence pourrait s'expliquer par le fait qu'à cette époque, avant la rotation de l'axe corso-sarde, cette partie de la plaque Afrique n'est pas au contact direct, sur cette longitude, avec la plaque continentale européenne.

-c. Compression miocène

De l'Eocène au Miocène supérieur, le raccourcissement des zones rifaines est réalisé par l'empilement des unités internes sur les flyschs puis par l'implication des unités externes. A partir du Miocène, la direction de compression régionale horizontale est devenue subméridienne et la collision est désormais frontale. Le style de la chaîne rifaine (sauf dans le Rif oriental, dominé par des accidents transcurrents) et de l'Atlas témoigne de cette compression subméridienne. Dans l'Atlas, on a vu plus haut que plusieurs auteurs attribuent la compression atlasique miocène, supposée majeure, à la collision rifaine, l'épaississement crustal de l'Atlas étant attribué à de grands charriages crustaux vers le sud (Fig. 56 C) et la chaîne atlasique elle-même étant considérée comme l'avant-pays rifain, décollé en profondeur (Fig. 56 D). Il est vrai que les bordures de l'Atlas sont déformées depuis le Miocène sous l'effet d'une compression subméridienne, contemporaine de la surrection de la chaîne ou, plus exactement, de sa partie occidentale. Pourtant, plus qu'à une cause tectonique due au serrage alpin, des considérations portant sur le fort amincissement lithosphérique sous l'Atlas suggèrent, au contraire, que l'élévation topographique constatée, encore en cours, est due à la position d'un panache mantellique dont les volcans des îles Canaries, par exemple, seraient la traduction à la surface (Fig. 55 et 82).

-d. Le champ de contraintes récent et actuel et l'extension "méditerranéenne"

L'étude de la sismicité et les observations microtectoniques réalisées, surtout à partir du domaine rifain, sur les terrains néogènes et quaternaires mettent en évidence l'orientation globalement subméridienne de la compression maximale régionale depuis le Miocène (AIT BRAHIM et CHOTIN, 1984). Le raccourcissement est accommodé par la réactivation des failles NE-SW en décrochements sénestres et celle des failles E-W en failles inverses, les structures cassantes N-S, dont certaines sont néoformées,

jouant pour leur part en fentes de tension. Ce champ de contraintes est attribué au blocage de la collision Afrique-Europe.

La mise en place, au début du Cénozoïque, des unités rifaines sur la marge africaine a été suivie dans les zones internes de la chaîne par un épisode extensif important au cours duquel les zones internes métamorphiques ont été exhumées à l'Oligocène puis, à partir du Burdigalien, recouvertes par des dépôts divers. Le dépôt de ces "séries post-nappes" est contemporain de la formation de la mer d'Alboran dont l'origine est probablement à chercher dans un détachement de l'ancienne plaque subduite téthysienne. Cette extension s'accompagne du soulèvement des zones internes orogéniques, de l'exhumation des roches de fort degré de métamorphisme par le jeu de failles de détachement, de la mise en place de roches magmatiques souvent volcaniques et, corrélativement, de la progression centrifuge des unités externes sur leur avant-pays.

6.4.4.2. Styles tectoniques

En surface, les différences de style tectonique entre la chaîne rifaine d'une part et l'Atlas d'autre part sont évidentes:

a. la première est formée par des unités, souvent minces décollées de leur substrat et dont, dans les zones externes, une part importante de la mise en place est gravitaire. Au contraire, la seconde ne montre que des recouvrements anormaux de faible ampleur, sauf sur ses bordures. De même, les plis synschisteux rifains, à plan axial plat ou faiblement penté, diffèrent de ceux, à plan axial raide, du domaine atlasique ;

b. La chaîne rifaine porte la marque, dans ses zones internes, d'un métamorphisme de type HP totalement absent dans l'Atlas. Par ailleurs, les granitoïdes et les roches éruptives miocènes calco-alcalines témoignent d'une mobilisation de la croûte rifaine et du manteau sous-crustal. On n'en trouve pas d'équivalent dans l'Atlas.

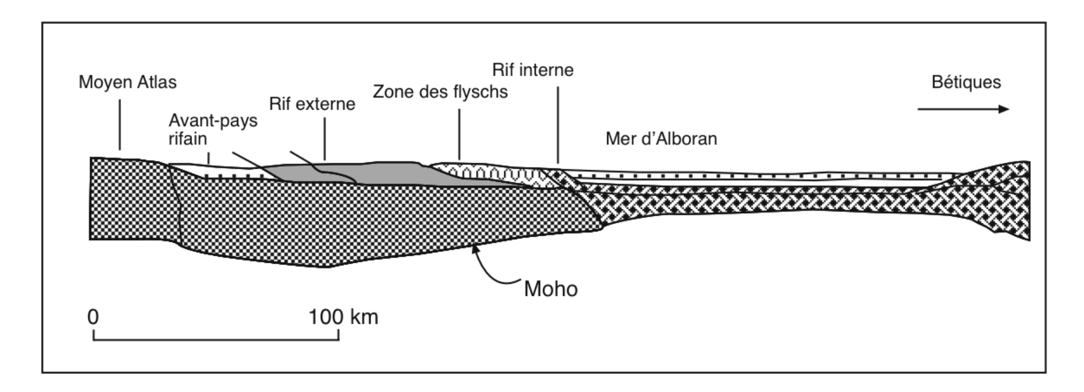


Fig. 83. De l'Atlas à la mer d'Alboran, coupe à l'échelle crustale

Ces différences (Fig. 83) opposent une chaîne de collision, la chaîne rifaine et une chaîne intracontinentale, l'Atlas. Elles ne doivent pas masquer, cependant, le parallélisme fondamental de leur évolution orogénique, puisqu'elles témoignent des mêmes épisodes : ouverture transtensive au début du Mésozoïque, transpression éocène puis compression pure au Néogène. Ces similitudes trouvent leur origine dans une même localisation des deux domaines orogéniques à la bordure nord de la plaque Afrique. Au début du Mésozoïque, cette limite nord est transformante et le domaine mobile comprend sur une largeur de plus de 400 km les sillons rifo-telliens et atlasiques. A partir du Cénozoïque, la compression devient frontale ; les raccourcissements liés à la collision Europe-Afrique affectent au début les zones internes rifo-telliennes et le domaine atlasique algérien puis ils se généralisent au Néogène à l'ensemble des domaines rifo-telliens et atlasiques, le Haut Atlas occidental subissant une surrection peut-être sous l'effet d'un panache mantellique.

A RETENIR

Le territoire occupé par le Maroc a connu une instabilité notable depuis les temps les plus anciens. Cette instabilité s'est manifestée aux périodes archéenne et protérozoïque comme le montrent les séries précambriennes du Maroc, déformées au cours de plusieurs épisodes orogéniques et stabilisées successivement dans le craton ouest-africain puis dans ses ceintures périphériques, Mauritanides (au sens large) et Anti Atlas.

Par la suite, le Paléozoïque apparaît comme une période de sédimentation surtout marine, au large du craton peu à peu recouvert par la transgression. L'orogenèse hercynienne, certainement liée aux événements contemporains d'Europe et d'Amérique du nord, affecte à des degrés divers l'ensemble du domaine situé au nord du Maroc saharien; relativement faible dans l'Anti Atlas, elle est majeure dans le domaine mésétien, les zones rifaines internes et le futur domaine atlasique, où le raccourcissement est souvent important.

Le Mésozoïque voit l'ouverture de l'océan Atlantique et la dérive concomitante de l'Afrique vers l'est, puis son infléchissement vers le nord (en coordonnées actuelles). La dérive de l'Afrique se traduit par l'ouverture des sillons atlasiques, à croûte continentale et celle du sillon maghrébin ou rifain, où s'opère vraisemblablement une ouverture océanique « néo-téthysienne ». L'infléchissement de la dérive de l'Afrique vers l'Europe, qui résulte de l'ouverture de l'Atlantique central, est la cause du raccourcissement atlasique et de la fermeture des bassins rifains, elle-même suivie de l'empilement des unités allochtones déversées sur l'avant-pays orogénique. Récemment intervient l'exhaussement de l'Atlas central et, au nord, l'affaissement des zones les plus internes de la chaîne bético-rifaine et la création de la Méditerranée.

REFERENCES

ADAMS A.E., AGER D.V. ET HARDING A.G. (1980)- Géologie de la région d'Imouzzer des Ida ou Tanane. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, **285**, 58-80.

ADMOU H. ET JUTEAU T. (2000)- Découverte d'un système hydro-thermal océanique fossile dans l'ophiolite antécambrienne de Khezama (massif du Siroua, Anti-Atlas marocain*). C. R. Acad. Sci., Paris,* **327**, 335-340.

AGARD J. (1950)- Sur l'âge et le mode de gisement des aïounites et mestigmérites du Maroc oriental. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc,* **76**, 189-196.

AGHZER A. ET ARENAS R. (1995)- Détachements et tectonique extensive dans le massif hercynien des rehamna (Maroc). *Journal of African Earth Sci.*, **21**, 383-393.

AÏT BRAHIM L. ET CHOTIN P. (1984)- Mise en évidence d'un changement de direction de compression dans l'avant-pays rifain (Maroc) au cours du Tertiaire et du Quaternaire. *Bull. Soc. Géol. France,* 7, **26**, 681-691.

AÏT BRAHIM L. ET CHOTIN P. (1989)- Genèse et déformation des bassins néogènes du Rif central (Maroc) au cours du rapprochement Europe-Afrique. *Geodinamica Acta,* **3**, 295-304.

AÏT BRAHIM L. ET CHOTIN P., TADILI B. ET RAMDANI M. (1990)- Failles actives dans le Rif central et oriental (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **310**, 11231129.

AÏT CHAYB E.H., YOUBI N., EL BOUKHARI A., BOUABDELLI M., AMRHAR M. (1998)- Le volcanisme permien et méso-zoïque inférieur du bassin d'Arganan (Haut Atlas occidental, Maroc) : un magmatisme intraplaque associé à l'ouverture de l'Atlantique. *Journal of African Earth Sci.,* **26**, 499-519.

AÏT MALEK H., GASQUET D., BERTRAND J.M., LETERRIER J., (1998)- Géchrono-logie U–Pb sur zircon de granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonniers protérozoïque d'Igherm, du Kerdous et du Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc). *C. R.Acad. Sci., Paris,* **327**, 819–826.

AÏT OMAR S. (1985)- Le pluton granitique hercynien d'Oulmès (Maroc central) : schémas de déformation finie et cinématique de mise en place. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **301**, 1299-1302.

AJAJI T.,WEISS D., GIRET A., BOUABDELLI M. (1998). Coeval potassic and sodic calc-alkaline series in post collisional Hercynian Tannecherfi intrusive complex, north-eastern Morocco: geochemical, isotopic and geochronological evidence. *Lithos*, **45**, 371-393.

ALIA MEDINA M., (1949)- Caracteristicas morphographicas y geologicas de la zona septentrional del Sahara Espanol. *Inst. Ciencas. Nat. José de Acosta, Ser. Geol.* **2**, 260p.

ALBERTI G.K.B. (1969)- Trilobiten der jüngeren Siluriums sowie des Unter- und Mitteldevons. I. Mit Beiträgen zur Silur-Devon. Stratigraphie einiger Gebiete Marokkos und Ober Frankens. *Abh. Senckenberg. naturforsch. Ges.*, **520**, 692 p.

ALGOUTI A. ALGOUTI A, BEAUCHAMPS J., CHBANI B. ET TAJ-EDDINE K. (2000)- Palégéographie d'une plateforme infracambrienne en dislocation : série de base adoudounienne de la région Waoufengha-Igherm, Anti-Atlas occi-dental, Maroc. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **330**, 155-160.

ALLARY A., LAVENU A. ET RIBEYROLLES M. (1976)- Etude tectonique et microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie

sud-orientale du Maroc central. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc,* **261**, 169p.

ALVARO J.J., EZZOUHAIRI H. , VENNIN E., RIBEIRO M.L., CLAUSEN S., CHARIF A., AIT AYAD N. ET MOREIRA M.E. (2006)- The Early-Cambrian Boho volcano of the El Graara massif, Morocco: Petrology, geodynamic setting and coeval sedimentation. *Journal of African Earth Sci.* **44**, 396-410.

AMBROGGI R. (1963)- Etude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental et de la plaine du Souss. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, **157**, 322p.

ANDRE J.P., BOISSIN J.P., CORSINI M. ET RENARD J.P. (1987)- Sur le Cambrien de la région de Casablanca (Maroc) : la série de Dar bou Azza. *Bull. Soc. géol. France*, **3**, 1161-1170.

ANDREU B., CANEROT J., CHARRIERE A. ET FEIST M. (1988)- Mise en évidence du Wealdien (Barrémien) dans le Moyen-Atlas (région de Boulmane, Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **307**, 2069-2075.

ANDRIEUX J. (1971)- La structure du Rif central. Etude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc,* **235**, 155 p.

ANDRIEUX J. ET MATTAUER M. (1962)- La nappe du jebel Chouamat, nouvelle nappe ultra du Rif septentrional (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris,* **255**, 2481-2483.

ARRIBAS A. (1968)- El Precambrico del Sahara Espanol y sus relations con las series sedimentarias mas modernas. Boletin Geol. Minero LXXIXV, 445–480.

ATTOU A., HAMOUMI N., (2004)- Le Silurien de la région d'Oulad Abbou (Meseta occidentale, Maroc) : une sédimentation péritidale sous contrôle tectonique. *C.R. Geoscience*, **336**, 767-774.

AZIZI SAMIR M. R., FERRANDINI J., ET TANE J. L. (1990)- Tectonique et volcanisme tardi-Pan Africains (580-560 M.A.) dans l'Anti-Atlas central (Maroc): Interprétation géodynamique à l'échelle du NW de l'Afrique. *Journal of African Earth Sci.,* **10**, N° 3, 549-563.

BADRA L., PROST A. ET TOURAY J.C. (1991)- Chronologie relative des minéralisations Zn-Pb de la région de l'Erdouz (district d'Azegour) et des phases de déformation hercyniennes dans le Haut Atlas occidental plissé (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **313**, 331-337.

BADRA L., POUCELET A., PROST A. ET TOURAY J.C. BADRA L., (1992)- Mise en évidence d'une extension intra-plaque tardi-panafricaine d'intérêt métallogénique dans le Haut-Atlas occidental (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **314**, 703-709.

BAJJA A. (2001)- Volcanisme syn- à post-orogénique du Néoprotérozoïque de l'Anti-Atlas : Implications pétro-logiques et géodynamiques. *Scientific Series of the international Bureau*, edited by H. de Wall & R. O. Greiling, **45**, 9-228.

BAJJA A., GREILING R.O. ET ROCCI G. (1998)- Pan-African andesites and dacites in the eastern Anti-Atlas: syn-subduction or post-collisional ? *Z. Dt. Geol. Ges*. 149, 1-12.

BALL E., FABRE J., GUALLAL S., MEGARD S. ET MOUSSINE-POUCHKINE A. (1975)- Sur la présence de cisaillements plats d'âge hercynien dans le Carbonifère de Bechar (Algérie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **280**, 2721-2724.

BOUABDELLI M., FAIK F. ET HABIBI M. (1989)- Tectonique en blocs basculés et glissements contemporains dans le Dévonien moyen et supérieur du Jbel Bouchchot : un nouvel élément pour

la compréhension de l'évolution antévisééenne de l'Est du Maroc central. *C.R. Acad. Sci. Paris,* **308**, 761-766.

BOUABDELLI M. ET DOUBINGER J. (1990)- Nouvelles datations palynologiques dans la formation gréso-conglomératique de Migoumess (Est du Massif hercynien central du Maroc), *C.R. Acad. Sci. Paris,* **310**, 1573-1576.

BAOUCH S., LAHMAM M. ET PUPIN J.P. (1990)- Le magmatisme alcalin d'âge précambrien terminal d'Ouzellareh (Haut Atlas Occidental, Maroc) : origine et relation plutonisme-volcanisme d'après la typologie des zircons. *C.R. Acad. Si. Paris,* **310**, 1649-1655.

BARAKAT *A.,* MARIGNAC C., BOUABDELLI M. (2002)- Les dykes basiques du massif ancien de l'Ourika (Atlas de Marrakech, Maroc) : géochimie et signification. *C. R. Geoscience* **334**, 827–833.

BARBEY P., OBERLI F., BURG J.P., NACHIT H., PONS J. ET MEIER M. (2004)- The Palaeoproterozoic in western Anti-Atlas (Morocco): a clarification. *Journal of African Earth Sci*. **39**, 239–245.

BARTHOUX J. (1924)- Les massifs des Djebilet et du Rehamna (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **179**, 504-506.

BAUDIN T., CHEVREMENT P., RAZIN P., THIEBLEMONT D., RACHIDI C., ROGER G., BENHAROUCH R., WINKEL A. (2001)- Carte géologique du Maroc au 1/50 000, feuille d'Oulmès. Mémoire explicatif. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc,* 410 bis.

BAUDIN T., CHEVREMENT P., RAZIN YOUBI N., ANDRIES D., HOEPFFNER C., THIEBLEMONT D., CHIHANI E.M., TAGYEY M. (2003)- Carte géologique du Maroc au 1/50 000, feuille Skhour des Rehamna. Mémoire explicatif. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 435 bis, 114 p.

BEAUCHAMP J. (1988)- Triassic sedimentation and rifting in the High Atlas (Morocco) in : W. Manspeizer (ed.), Triassic-Jurassic rifting. Continental Breakup and the origin of the Atlantic ocean and passive margins, 477-497.

BEAUCHAMP J. ET PETIT J.P. (1981)- Sédimentation et déformations synsédimentaires au Carbonifère inférieur dans le Haut Atlas de Marrakech : généralité des glissements intraviséens dans le domaine atlaso-mésétien. *C.R. Acad. Sci. Paris,* **293**, 707-710.

BEAUCHAMP J. ET IZART A. (1987)- Early Carboniferous basins of the Atlas-Meseta domain (Morocco) : sedimentary model and geodynamic evolution. *Geology*, **15**, 787-800.

BEAUCHAMP J., IZART A ET PIQUE A. (1991)- Les bassins d'avant-pays de la chaîne hercynienne au Carbonifère inférieur. *J. can. Sci. Terre*, **28**, 2024-2041.

BEAUCHAMP, W., R. ALLMENDINGER W., BARAGANGI M.,. DEMNATI A,. EL ALJI M, DAHMANI M., (1999)- Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. *Tectonics*, **18**, 163-184.

BENABBOU M., SOULA J.C., BRUSSET S., RODDAZ M., NTARMOUCHANT A., DRIOUCH Y., CHRISTOPHOUL F., BOUABDELLI M., MAJESTE-MENJOULA C., BEZIAT D., DEBAT P., DERAMOND J. (2001)- Contrôle tectonique de la sédimentation dans le système de bassins d'avant-pays de la Meseta marocaine. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **332**, 703-709.

BENCHEKROUN S., PIQUE A., LUCAS J., BESNUS Y. ET ROBILLARD D. (1988)- Les argiles triasiques au Maroc et leur évolution diagénétique et métam-

orphique. *Sci. Géol., Bull.,* **40**,285-293.

BENFRIKA E.M., RAJI M. (2003)- Analyse biostratigraphique des conodontes du Silurien supérieur de la zone de Rabat-Tiflet (Nord-Ouest de la Meseta, Maroc). *Bull. Soc. géol. Fr., **174**,* 337-342.

BENSAID M. (1979)- L'Ordovicien supérieur, le Silurien et le Dévonien dans l'Est du Maroc central. *Mines, Géologie et Energie,* **46**, 83-86.

BENSAID M., JANVIER P., TERMIER H. ET TERMIER G. (1980)- Présence du Westphalien inférieur dans la série du Fourhal (Maroc central). *C.R. Acad. Sc. Paris*, **290**, 1329-1332.

BENSSAOU M. ET HAMOUMI N. (2001)- L'Anti-Atlas occidental du Maroc: Etude sedimentologique et reconstitutions paléogéographiques au Cambrien inférieur. *Journal of African Earth Sci.,* **32**, 351-372.

BENSSAOU M. ET HAMOUMI N.. (2003)- Le graben de l'Anti-Atlas occidental (Maroc) : contrôle tectonique de la paléogéographie et des séquences au Cambrien inférieur *C. R. Géoscience* **335**, 297-305.

BEN YAICH A., HERVOUET Y., DUEE G. ET EL HATIMI N. (1989a)- Age jurassique et réinterprétation des roches basiques au Nord de Ouezzane (Rif externe, Maroc); signification géo-dynamique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **309**, 1197-1202.

BEN YAICH A., DUEE G., SOUQUET P. ET FONDECAVE-WALLEZ M.-J. (1989b)- Les Grès de Zoumi : dépôts turbiditiques d'une avant-fosse miocène (Burdigalien-Serravallien) dans le Rif occidental (Maroc). *C.R. Acad. Sc. Paris,* **309**, 1819-1825.

BEN YAICH A., HERVOUET T Y. ET DUEE G. (1991)- Les turbidites calcaires du passage Jurassique-Crétacé du Rif externe occidental (Maroc) : processus et contrôle de dépôt. *Bull. Soc. géol. France,* **162**, 841-850.

BGS (2001a)- Carte géologique du Had-n-Tahala au 1/50000. Notes et Mémoires, **403**, Editions du Service Géologiques du Maroc, Rabat.

BGS (2001b)- Carte géologique d'Anzi au 1/50000. Notes et Mémoires, **402**, Editions du Service Géologiques du Maroc, Rabat.

BGS (2001c)- Carte géologique de Tanalt au 1/50000. Notes et Mémoires, 401, Editions du Service Géologiques du Maroc, Rabat.

BGS (2001d)- Carte géologique de Barrage Youssef Ben Tachafine au 1/ 50000. Notes et Mémoires, 400, Editions du Service Géologiques du Maroc, Rabat.

BGS (2001e)- Carte géologique de Tiwit au 1/50 000. Notes et Mémoires, **404**, Editions du Service Géologiques du Maroc, Rabat.

BGS (2001f)- Carte géologique d'Ikniwn au 1/50000. Notes et Mémoires, **405**, Editions du Service Géologiques du Maroc, Rabat.

BGS (2001g)- Carte géologique de Tilamsoun au 1/50000. Notes et Me´moires, **406**, Editions du Service Géologiques du Maroc, Rabat.

BGS (2001h)- Carte géologique d'Al Youn Darâa au 1/50 000. Notes et Mémoires, **407**, Editions du Service Géologiques du Maroc, Rabat.

BERAAOUZ E.H., IKENNE M., MORTAJI A., MADI A., LAHMAM M. ET GASQUET D. (2004)- Neoproterozoic granitoids associated with the Bou-Azzer ophiolitic melange (Anti-Atlas, Morocco): evidence of adakitic magmatism in an arc segment at the NW edge of the West-African craton. *Journal of African Earth Sci.*, **39**, 285–293.

BERNARDIN C., CORNEE J.J., CORSINI M., MAYOL S., MULLER J. ET TAYEBI M. (1988)- Variations d'épaisseur du

Cambrien moyen en Meseta marocaine occidentale : signification géodynamique des données de surface et de subsurface. *J. can. Sci. Terre,* **25**, 2104-2117.

BERTRAND H., DOSTAL J. ET DUPUY C. (1982)- Geochemistry of early Mesozoic tholeiites from Morocco. *Earth plan. Sci. Letters*, **58**, 225-239.

BEUN N., BOULANGER D, HUVELIN P., TAJEDDINE K. (1986). Le Paléozoïque de Khémis N'Ga : un paléorelief sous la série gypseuse jurassico-crétacée des Mouissat (région de Safi, Maroc). C. R. Acad. Sci. Paris, **320**, 39-42.

BILAL E. ET DEREE C. (1989)- Les granitoïdes protérozoïques calco-alcalins de la boutonnière d'Iguerda-Tayfast (Anti-Atlas, Maroc). *Sci. Géol., Mém*. **83**, 5-25.

BIRON P. ET COURTINAT P. (1982)- Contribution palynologique à la connaissance du Trias du haut Atlas de Marrakech. *Geobios*, **15**, 231-235.

BLAMART D., BOUTALEB M., SHEPPARD S., MARIGNAC C. ET WEISBROD A. (1992)- A comparative thermobarometric (chemical and isotopic) study of a tourmalinized pelite and its Sn-Be vein, Walmès, Morocco. *Eur. J. Mineral*., **4**, 355-368.

BODINIER J.L., DUPUY C. ET DOSTAL J. (1984)- Geochimical Geochemistry of Precambrian ophiolites from Bou Azzer, Morocco. *Contributions of Mineralogy and Petrology* 78, 43-50.

BONHOMME M. ET HASSENFORDER B. (1985)- Le métamorphisme hercynien dans les formations tardi- et post-panafricaines de l'Anti Atlas ocidental (Maroc). Données isotopiques Rb/Sr et K/Ar des fractions fines. *Sci. Géol. Bull*., **38**, 175-183.

BONNIN J., OLIVET J.L. ET AUZENDE J.M. (1975)- Structure en nappe à l'ouest de Gibraltar. *C.R. Acad. Sci. Paris,* **20**, 559-562.

BORDONARO M., GAILLET J.L. ET MICHARD A. (1979)- Le géosynclinal carbonifère sud-mésétien dans les Jebilet (Maroc). Une corrélation avec la province pyriteuse du Sud de l'Espagne. *C.R. Acad. Sci. Paris,* **233**, 707-710.

BOUABDELLI M. (1994)- Tectonique de l'Est du Massif hercynien central (zone d'Azrou-Khénifra), in : Géologie du Maroc central et de la Meseta orientale, *Bull. Inst. sci. Rabat*, 18, 145-168.

BOUABDELLI M. et PIQUE A. (1996)- Du bassin sur décrochement au bassin d'avant-pays : dynamique du bassin d'Azrou-Khenifra (Maroc hercynien central). *Journal of African Earth Sci*., **23**, 213-224.

BOUDDA A. ET CHOUBERT G. (1972)- Sur la limite inférieure du Cambrien au Maroc. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **275**, 5-8.

BOUILLIN J.P. (1979)- La transversale de Collo et d'El Milia (Petite Kabylie): une région-clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie*. Mémoires de la Société géologique de France*, Nouvelle Série, 77, **135**, 1-84.

BOUILLIN J.P (1986)- Le "bassin maghrébin" : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes. *Bull. Soc. géol. France,* 8, **4**, 547-558.

BOULIN J., BOUABDELLI M. ET EL HOUICHA M. (1988)- Evolution paléogéo-graphique et géodynamique de la chaîne paléozoïque du Moyen-Maroc : un essai de modélisation. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **306**, 1501-1506.

BOULOTON J. ET LE CORREE (1985)- Le problème de la tectonique tangentielle dans les Jebilet (Maroc hercynien) : données et hypothèses. *Hercynica*, **1**, 121-129.

BOUOUGRI, E. ET SAQUAQUE, A. (2000)- Organisation stratigraphique et

structure de la marge Anti-Atlasique du craton Ouest-Africain au sud du Sirwa (Néoprotérozoïque Anti-Atlas central, Maroc). *C. R. Acad. Sci.* Paris, **330**, 753–759.

BOUOUGRI E. ET PORADA H. (2002)- Mat-related sedimentary structures in Neoproterozoic peritidal passive margin deposits of the West African Craton (Anti-Atlas, Morocco). *Sedimentary Geology*, **153**, 85–106.

BOUOUGRI ET SAQUAQUE (2004)- Lithostratigraphic framework and correlation of the Neoproterozoic northern West African Craton passive margin sequence (Siroua–Zenaga–Bouazzer Elgraara Inliers, Central Anti-Atlas, Morocco): an integrated approach. *Journal of African Earth Sciences* **39**, 227–238.

BOUYBAOUENE, M.L., MICHARD, A. ET GOFFE, B. (1995)- High-pressure granulites on top of the Béni Bousera peridotites, Rif Belt, Morocco : a record of a ancient thickened crust in the Alboran domain. *Bull. Soc. géol. France*, **169**, 2, 153-162.

BOUYBAOUENE M., GOFFE B., MICHARD A. (1998)- High-Pressure granulites on top of the Beni Bousera peridotites, Rif belt, Morocco : a record of an ancient thickened crust in thje Alboran domain. *Bull. Soc. Géol. France*, **169**, 153-162.

BOYER C., CHIKHAOUI M., DUPUY C. ET LEBLANC M. (1978)- Le volcanisme calco-alcalin précambrien terminal de l'Anti-Atlas (Maroc) et ses altérations. Interprétation géodynamique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **287**, 427-430.

BRABERS P.M. (1988)- A plate tectonic model for the Pan-African Orogeny in the Anti-Atlas, Morocco. In: Jacobshagen,V.H. (Ed.), The Atlas System of Morocco, Studies on its geodynamic Evolution, *Lecture Notes Earth Sci.*, **15**, 61–80.

BRECHBÜHLER Y., BERNASCONI R. ET SCHAER J.P. (1988)- Jurassic sediments of the Central High Atlas of Morocco : Deposition, burial and erosion history, *in*: V. JACOBSHAGEN (ed.), The Atlas system of Morocco, Springer Verlag, Berlin, 201-217.

BREDE R. (1992)- Structural aspects of the Middle and the High Atlas (Morocco),Phenomena and causalities. *Geol. Rundsch.*, **81**, 171-184.

BRIVES A. (1909)- Voyages au Maroc. Jourdan édit., 612 p.

BROUTIN J., FERRANDINI J. ET SABER H. (1989)- Implications stratigraphiques et paléogéographiques de la découverte d'une flore permienne euraméricaine dans le Haut-Atlas occidental (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **308**, 1509-1515.

BROWN R.H. (1980)- Triassic rocks of Argana valley, southern Morocco, and their regional structural implications. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol*., **64**, 988-1003.

BURKHARD M., CARITG S., HELG U., ROBERT-CHARRUE C. ET SOULAIMANI A. (2006)- Tectonics of the Anti-Atlas. *C.R. Geoscience*, **338**, 11-24.

CAHEN L., SNELLING N.J., DELHAL J. ET VAIL J.R. (1984)- The geochronology and evolution of Africa. Clarendon Press, Oxford.

CAILLEUX Y. (1978)- Géologie de la région des Smaala (Massif central marocain). Stratigraphie du Primaire et tectonique hercynienne. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc,* **40**, 275, 7-106.

CAILLEUX Y. (1985)- Les écailles antéviséennes d'Ezzhiliga. Leur importance dans l'interprétation structurale du Maroc central. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **301**, 497-502.

CAILLEUX Y. (1994)- Le Cambrien et l'Ordovicien du Maroc central

septentrional. In Géologie du Paléozoïque du Maroc central et de la Meseta orientale. *Bull. Inst. sci., Rabat*, **18**, 10-31.

CAILLEUX Y., DELOCHE C., GONORD H. ET ROLIN P. (1984)- Mise en évidence de deux couloirs de cisaillement dans la zone paléozoïque de Rabat-Tiflet (Marocseptentrional). *C. R. Acad. Sci. Paris,* **299**, 569-572.

CALVERT A., SANDVOL E. SEBER D., BARANZAGI M., ROECKER S., MOURABIT T., VIDAL F., ALMGUACIL G., JABOUR N. (2000)- Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the Western Mediterranean : constraints from Travel-time tomography*. J. Geophys. Res*., **105**, 10871-10898.

CANEROT J., CUGNY P., PEYBERNES B. ET RAHHALI I. (1981)- Le complexe urgonien dans l'avant-pays rifain oriental (Maroc). *C.R. Acad. Sc. Paris,* **293**, 699-702.

CATTANEO G. (1991)- Evolution sédimentaire et paléogéographie du Jurassique supérieur et du Crétacé basal de l'avant-pays rifain oriental (Maroc). *Bull. Soc. géol. France* , **162**, 69-78.

CATTANEO G. ET GELARD J.P. (1989)- L'organisation et la dynamique sédimentaire de l'avant-pays rifain oriental (Maroc) au passage Jurassique-Crétacé. *Sciences Géol. Mém*. **84**, 29-38.

CHABANE A., EL BOUKHARI A., ROCCI G. ET TANE J.L. (1991)- Découverte d'un magmatisme d'affinité boninitique d'arc associé à l'ophiolite panafricaine de Khzama (Massif du Siroua, Anti-Atlas marocain). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **313**, 1301-1304.

CHACRONE C. ET HAMOUMI N. (2005)- L'Arenig–Llanvirn du Haut Atlas occidental et central (Maroc). Environnements sédimentaires, paléogéographie et contrôle de la sédimentation. *C. R. Geoscience,* **337***,* 1443-1452.

CHARLOT-PRAT F. et CABANIS B. (1989)- Découverte, dans les volcanites carbonifères du Tazekka (Maroc oriental), de la coexistence de diverses séries basiques, d'une série acide et d'importants phénomènes de mélanges. *C.R. Acad. Sci. Paris,* **308**, 739-745.

CHALOUAN A. (1981)- Stratigraphie et structure du Paléozoïque de l'Oued Cherrat : un segment du couloir de cisaillement de Meseta occidentale (Maroc). *Notes Serv. géol. Maroc*, 42, **308**, 33-100.

CHALOUAN A. ET MICHARD A. (1990)- The Ghomarides nappes, Rif Coastal Range, Morocco. A Variscan chip in the Alpine belt. *Tectonics*, 9, p. 1565-1583.

CHALOUAN A., OUAZANI-TOUHAMI A., MOUHIR L., SAJI R. & BENKMAKHLOUF M. (1995)- Les failles normales à faible pendage du Rif interne (Maroc) et leur effet sur l'amincissement crustal du domaine d'Alboran.- *Geogaceta,* **17**, 107-109.

CHALOUAN A., MICHARD A., FEINBERG H., MONTIGNY R., SADDIQI O. (2001)- The Rif Mountain building (Morocco) : a new tectonic scenario. *Bull. Soc. Géol. France*, **172**, 603-616.

CHALOUAN A., MICHARD A., SADDIQI O., FEINBERG H. ET MONTIGNY R. (2003)- l'édification de la chaîne du Rif (Maroc) dans le cadre tectonique méditerranéen. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, **447**, 69-98.

CHALOUAN A., MICHARD A. (2004)- the Alpine Rif belt (Morocco) : a case of mountain building in a subduction-subduction-transform fault triple junction. *Pure appl. geoph*., 161, 489-519.

CHALOUAN A EL MRIHI A., EL KADIRI K., BAHMAD A., SALHI F. ET HLILA R. (2006)- Mauretanian Flysch Nappe in

the North Western Rif Cordillera (Morocco): Deformation Chronology and Evidence For a Complex Nappe Emplacement. *Tectonic of the Westerne Mediterranean and North Africa*. Moratti & Chalouan (eds) . Geological Society, London, Special Publications, **262** (Sous presse).

CHARLOT R. (1978)- Caractérisation des événements éburnéens et pan-Africains dans l'Anti-Atlas marocain. Apport de la méthode géo-chronologique Rb-Sr, *Thèse D. Sci., Université de Rennes, déposée à la Société géologique de France,* 220 p.

CHARLOT R., CHOUBERT G., FAURE-MURET A. ET HAMEL C. (1964)- Age des aïounites du Maroc nord-oriental. *C.R. somm. Soc. géol. France,* 401-402.

CHARLOT R., RHALIB M. ET TISSERANT D. (1973)- Etude géochronologique préliminaire des granites de la région de Rabat-Tiflet (Maroc occidental). *Notes Serv. géol. Maroc*, 33, **249**, 55-58.

CHARRIERE A. (1992)- Discontinuités entre les "Couches rouges" du Jurassique moyen et du Crétacé inférieur dans le Moyen-Atlas (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **315**, 1389-1396.

CHARRIERE A. ET SAINT-MARTIN J.P. (1989)- Relations entre les formations récifales du Miocène supérieur et la dynamique d'ouverture et de fermeture des communications marines à la bordure méridionale du sillon sud-rifain (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **309**, 611-614.

CHARRIERE A. ET REGNAULT S. (1989)- Stratigraphie du dévonien de la boutonnière d'Immouzer du Kandar (sud de Fès, Maroc), conséquences paléogéographiques. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*. **335**, 25-36.

CHARRIERE A. ET VILA J.M. (1991)- Découverte d'Aptien marin à foraminifères dans le Moyen-Atlas (Maroc) : un golfe mésogéen à travers la "Terre des Idrissides"? *C.R. Acad. Sci. Paris*, **313**, 1579-1586.

CHAZAN W. (1954)- Les gisements stratiformes Plombo-zincifères de l'Infracambrien de l'Anti-Atlas occi-dental. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc,* **120**, t.8, 77p.

CHBANI B., BEAUCHAMPS J. ALGOUTI AB. ET ZOUHRI A. (1999)- Un enregistrement sédimentaire éo-cambrien dans un bassin intra-continental en distension : le cycle « conglomérat de base-unité calcaire-grès de Tikirt » de Bou Azzer-El Graara (Anti-Atlas central, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **329**, 317-323.

CHEILLETZ A., LEVRESSE G., GASQUET D., AZIZI SAMIR M.R., ZYADI R. ET ARCHIBALD D.A., (2002)- The Imiter epithermal deposit (Morocco): new petrographic, microtectonic and geochronological data. Importance of the Precambrian–Cambrian transition for major precious metals deposits in the Anti-Atlas. *Miner. Deposita*, **37**, 772–781.

CHEVREMONT P., CAILLEUX Y., BAUDIN T., RAZIN P., THIBLEMONT D., HOEPFFNER C., BENSAHAL A. ET BENHAOURCH R. (2001)- Mémoire explicatif de la carte géologique au 1/50 000, feuille d'Ezzhiliga. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, **413** bis, 92 p.

CHOROWICZ J., ALEM M., BAHMAD A., CHARIAI H., EL KOCHRI A., MEDINA F. ET TAMAIN G. (1982)- Les anticlinaux éjectifs du Haut Atlas : résultat de tectoniques atlasiques superposées. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **294**, 271-274.

CHOTIN P. ET AÏT BRAHIM L. (1988)- Transpression et magmatisme au Néogène-Quaternaire dans le Maroc oriental. *C.R. Acad. Sci. Paris,* **306**, 1479-1485.

CHOUBERT G (1947)- L'accident majeur de l'Anti-Atlas. *C. R. Acad. Sci. Paris* **234**, 1172-1173.

Choubert G (1952)- Histoire géologique du domaine de l'Anti-Atlas. 19e congr. Géol. Int. 3e Série, Maroc, no. 6, p. 77-194.

CHOUBERT G. (1963)- Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas. Tome I. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, **162**, 352p.

CHOUBERT G. ET FAURE-MURET A. (1969)- Sur la série stratigraphique précambrienne de la partie sud-ouest du massif du Bas Dra (Tarfaya, Sud marocain). *C. R. Acad. Sci. Paris,* **269**, 759-762.

CHOUBERT G. ET FAURE-MURET A. (1970)- Les corrélations du Précambrien. Anti-Atlas occidental et central. Colloque Inter. *Not. Mém. Serv. Géol. Maroc*, **229**, 259p.

CHOUBERT G. ET FAURE-MURET A. (1973)- Nouvelles données sur les massifs précambriens des Ida ou Zekri, Nord-Ouest d'Irherm, Anti-Atlas (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris,* **276**, 477-480.

CIRAC P. (1978)- Environnements sédimentaires du Pliocène de la bordure prérifaine du Gharb (Maroc nord-occidental). *Bull. Soc. géol. France,* 7, **20**, 323-327.

CLAUER N. (1974)- Utilisation de la méthode Rb-Sr pour la datation d'une schistosité de sédiments peu métamorphisés : application au Précambrien II de la boutonnière de Bou-Azzer-El Graara (Anti Atlas, Maroc). *Earth plan. Sci. Letters,* **22**, 404-412.

CLAUER N., JEANETTE D. ET TISSERANT D. (1980)- Datation isotopique des cristallisations successives d'un socle cristallin et cristallophyllien (Haute Moulouya, Moyen Maroc). *Geol. Rundsch*., **169**, 63-83.

COGNE G. (1957)- Recherches géologiques au confluent des oueds Bou-Regreg, Grou et Akrech. *Trav. Inst. sci. chérif.*, sér. Géol. et Géogr. phys., 6, 56p.

COQUAND H. (1847)- Sur la constitution géologique de quelques parties de l'empire du Maroc. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **24**, 857-860.

CORNEE J.J., COSTAGLIOLA C., LEGLISE H., WILLEFERT S. ET DESTOMBES J. (1985)- Précisions stratigraphiques sur l'Ordovicien supérieur et le Silurien du synclinal d'Oulad Abbou (Meseta marocaine occidentale). Manifestations volcaniques au Silurien. *Ann. Soc. géol. Nord,* **104**, 141-146.

CORSINI M., MULLER J., CORNEE J.J. ET DIOT M. (1988)- Découverte de la série basale du Cambrien et de son substratum dans les Rehamna centraux, haut fond au Cambrien (Meseta marocaine). Prémices de l'orogenèse hercynienne. *C.R. Acad. Sci. Paris,* sér. **306**, 63-68.

COUSMINGER H.L. ET MANSPEIZER W. (1976)- Triassic pollen date Moroccan High Atlas and the incipient rifting of Pangea as middle Carnian. *Science*, **191**, 943-945.

D'LEMOS R.S., INGLIS J.D., SAMSON S.D. (2006)- A newly discovered orogenic event in Morocco: Neoproterozic ages for supposed Eburnean basement of the Bou Azzer inlier, Anti-Atlas Mountains. Precambrian Research 147, p.65–78.

DAGALLIER G. ET MACAUDIERE J. (1987)- Contrôles tectoniques des concentrations Pb-Ba en milieu carbonaté de Mibladen (Maroc). *Bull. Soc. géol. France*, 8, **3**, 387-394.

DAGUIN F. (1927)- Contribution à l'étude géologique de la région rifaine (Maroc occidental). *Notes et Mém. Serv. Mines et Carte géol. Maroc,* **1**, 413p.

DALLMEYER R.D. ET LECORCHE J.-P. (1991)- Introduction, in : R.D. DALLMEYER & J.-P. LECORCHE (eds.), The West African orogens and circum-Atlantic correlatives, Springer Verlag Pub., Berlin, Heidelberg, 3-5.

DAUGAS J.P., RAYNAL J.P., BALLOUCHE A., OCCHIETTI S., PICHET P., EVIN J., TEXIER J.P. ET DEBENATH A. (1989)- Le Néolithique nord-atlantique du Maroc : premier essai de chronologie par le radiocarbone. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **308**, 681-687.

DEBRENNE F. (1990)- Archæocyatha du Maroc : essai de synthèse. *Géologie méditerranéenne*, **17**, 213-227.

DERCOURT J. *ET AL.*. (17 auteurs) (1985)- Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000 ème s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. géol. France,* **8**, 1, 637-652.

DESTOMBES J. ET JEANETTE A. (1966)- Mémoire explicatif de la carte géotechnique de la Meseta côtière à l'Est de Casablanca au 1/50000. Région de Mohammedia, Bouznika, Ben-Slimane. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc,* 180 *bis* , 104p.

DESTOMBES J., HOLLARD H. ET WILLFERT S. (1985)- Lower Paleozoic rocks of Morocco, *in* : C. HOLLAND (ed.), Lower Paleozoic rocks of northwestern and western Africa, Wiley and sons Pub., New York, 91-336.

DESTOMBES J. ET FEIST R. (1987)- Découverte du Cambrien supérieur en Afrique (Anti Atlas central, Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **304**, 719-724.

DEYNOUX M. (1978)- Les formations glaciaires du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux exemples de glaciation d'inlandsis sur une plate-forme stable. *Trav. Lab. Sci . Terre St Jérôme*, Marseille, B, **17**, 554p.

DE LUCA P. (1984)- Preuve de l'autochtonie de l'unité chaotique des Kebdana (Maroc oriental), équivalent oriental de l'olistostrome prérifain. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **299**, 331-336.

DE WEWER P., DUEE G. ET EL KADIRI K. (1985)- Les séries stratigraphiques des klippes de Chrafate (Rif septentrional, Maroc) témoins d'une marge continentale subsidente au cours du Jurassique-Crétacé. *Bull. Soc. géol. France,* **8**, **I**, 363-379.

DIDON J., DURAND-DELGA M. ET KORNPROST J. (1973)- Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *Bull. Soc. géol. France,* 7, **15**, 77-105.

DIDON J. ET HOYEZ B. (1978)- Les séries à faciès mixte, numidien et gréso-micacé, dans le Rif occidental (Maroc). *C.R. Soc. géol. France,* 304-307.

DIOT H. ET BOUCHEZ J.L. (1989)- Les granotoïdes hercyniens de la Haute Moulouya (Maroc) : leur structure primaire déduite de l'ASM. Indication sur leur mise en place. *Bulletin Société géologique France,* 4, 705-716.

DOSTAL J., KEPPIE J. D., A. HAMILTON M., AARAB E. M., LEFORT J. P. ET MURPHY J. B. (2005)- Crustal xenoliths in Triassic lamprophyre dykes in western Morocco: tectonic implications for the Rheic Ocean suture. Geol. Mag. **142** (2), 159–172.

DRESNAY R. DU (1963)- Données stratigraphiques complémentaires sur le Jurassique moyen des synclinaux d'El Mers et de Skoura (Moyen-Atlas, Maroc). *Bull. oc. géol. France*, **7**, 5, 883-900.

DRESNAY R. DU (1976)- Development and paleogeographic extent of buildups and organic reefs during Jurassic time in Atlas mountains of Morocco, northwest Africa. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **60**, 667-668.

DRESNAY R. DU (1979)- Sédiments jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc. Symposium "Sédimentation jurassique ouest-européen", *ASF spec. Pub.*, **1**,345-365.

DRESNAY R. DU (1988)- Répartition des dépôts carbonatés du Lias inférieur et moyen le long de la côte atlantique du Maroc : conséquences sur la paléo-géographie de l'Atlantique naissant. *Journal of African Earth Sci.*, **7**, 385-396.

DUBARD G. (1948)- Etudes paléonto-logiques sur le Lias du Maroc. Faune domérienne du Jbel Bou Dahar près de Beni Tadjite. Etude suivie de celle de quelques Mollusques d'autres gisements marocains. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, **68**, 250p.

DUBARD G. (1952)- Livre-guide de l'excursion A 34 : Haut Atlas central. 19 ème Congr. géol. internat. Alger, Sér. Maroc, **4**, 74p.

DUCROT J. ET LANCELOT J. R. (1979)- Datation à 615 Ma de la granodiorite de Bleïda et conséquences sur la chronologie des phases tectoniques et magmatiques Panafricaines dans l'Anti-Atlas marocain, *Bull. soc. Géol. France,* **7**, 495-499.

DUEE G., HERVOUET Y., LAVILLE E., LUCA P. DE ET ROBILLARD D. (1977)- L'accident nord moyen-atlasique dans la région de Boulemane (Maroc) : une zone de coulissement synsédim-entaire. *Ann. Soc. géol. Nord*, **98**, 145-162.

DUFFAUD F. (1960)- Contribution à l'étude stratigraphique du bassin secondaire du Haut Atlas occidental (Sud-Ouest marocain). *Bull. Soc. géol. France*, **7**, 2, 728-734.

DURAND-DELGA M. (1963)- Essai de la structure des domaines émergés autour de la Méditerranée occi-dentale. *Géol. Rdech*, 534-535.

DURAND-DELGA M. (1965)- Le problème de la position structurale du flysch albo-aptien dans le Nord du Rif : la nappe de Melloussa-Chouamat (Maroc). *C. R. Soc. géol. France,* 58-59.

DURAND-DELGA, M. (1972)- La courbure de Gibraltar, extrémité occidentale des chaînes alpines, unit l'Europe et l'Afrique. *Ecl. Geol. Helv.*, **65**, **2**, 267-278.

DURAND-DELGA M., HOTTINGERO L., MARCAIS J., MATTAUER M. (1962)- Données actuelles sur la structure du Rif. *Mém. h.s. Soc. géol. France*, **I**, 399-422.

DURAND-DELGA, M., ROSSI, PH., OLIVIER, PH., PUGLISI, D. (2000)- Situation structurale et nature ophiolitique de roches basiques jurassiques associées aux flysch maghrébins du Rif (Maroc) et de Sicile (Italie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **331**, 29-38.

DUTOUR A. ET MISKOVSKT J.C. (1991)- Radiochronologie et signification paléoclimatique des dépôts du Pléistocène supérieur du piémont nord du Haut-Atlas de Marrakech (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **313**, 1327-1333.

DUTUIT J.M. (1989)- Confirmation des affinités entre Trias supérieurs marocain et sud-américain : découverte d'un troisième Dicynodonte (Reptilia, Therapsida), *Azarifeneria robustus,* n. sp., de la formation d'Argana (Atlas occidental). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **309**, 1267-1270.

ECHARFAOUI, H., HAFID M., AÏT SALEM A. (2002)- Structure sismique du socle paléozoïque du bassin des Doukkala, Môle côtier, Maroc occidental. Indication en faveur de l'existence d'une phase éo-varisque. *C. R. Geoscience,* **334**, 13–20.

ELADRAOUI A. ET LEBLANC D. (1988)- Amortissement des mouvements

tectoniques en bordure du Rif oriental (Chaîne du Gareb, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris,* **307**, 517-520.

EL AOULI E.H., GASQUET D. ET IKENNE M. (2001)- Le magmatisme basique de la boutonnière d'Igherm (Anti-Atlas occidental, Maroc): un jalon des distensions néoprotérozoïques sur la bordure nord du craton ouest africain. *Bull. Soc. Géol. France,* **3**, 309–317.

EL ARABI H., OOUAHHABI B., CHARRIERE A. (2001)- Les séries du Toarcien-Aalénien du SW du Moyen-Atlas (Maroc); précisions stratigraphiques et signification paléogéographique. *Bulletin de la Société géologique de France* , **172**, 723-736.

EL BOUKHARI A., CHAABANE A., ROCCI G. ET TANE J.-L. (1991)- Le volcanisme de la région de N'Kob (SE du Siroua, Anti-Atlas marocain) témoin de l'existence d'un rift au Protérozoïque supérieur, à la marge NE du Craton ouest africain. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **312**, 735-738.

EL HADI H., TAHIRI A., CABRERA F., LODEIRO F., PEREZ A., POYATOS D. (2006)- Un exemple de volcanisme calco-alcalin de type orogénique mis en place en contexte de rifting (Cambrien de l'oued Rhebar, Meseta occidentale, Maroc). *C.R. Geoscience*, **338**, 229-236.

EL HARFI A., LANG J., SALOMON J. CHELLAI E.H. (2001)- Cenozoic sedimentary dynamics of the Ouarzazate foreland basin (Central High Atlas Mountains, Morocco). *Int. J. Earth Sciences*, **90**, 393-411.

EL HARIRI K., SADKI D., DOMMERGUES J.L. ET MOUTERDE R. (1992)- Niveaux condensés, fluctuations eustatiques ? Implications sur les faunes d'ammonites jurassiques dans le Haut-Atlas (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **314**, 507-510.

EL HASSANI A., HUON S., HOEPFFNER C., WHITECHURCH H. et POQUE A. (1991)- Une déformation d'âge ordovicien moyen dans la zone des Sehoul (Meseta marocaine septentrionale). Regard sur les segments "calédoniens" au NW de l'Afrique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **312**, 1027-1032.

EL HASSANI A. (1991)- La zone de Rabat-Tiflet : bordure nord de la chaîne calédono-hercynienne du Maroc. *Bull. Inst. Sci. Rabat, Maroc*, 15, 1-134.

EL HASSANI A. (1994)- Stratigraphie et environnement sédimentaire du Bloc des Sehoul. In Géologie du Paléozoïque du Maroc central et de la Meseta orientale. *Bull. Inst. sci. Rabat*, **18**, 3-9.

EL HASSANI A., DESTOMBES J. ET WILLEFERT S. (1988)- Le problème de l'Arenig-Llanvirn (Ordovicien), la discordance calédonienne et la préparation de l'orogenèse hercy-nienne dans la région de Rabat-Tiflet (Maroc ocidental). *Bull. Inst. sci.*, Rabat, **12**, 27-45.

EL HATIMI N. ET DUEE G. (1989)- Les séries jurassiques et éocrétacées du groupe du Moussa (Rif septentrional, Maroc) témoins d'une tectonique distensive en blocs basculés. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **308**, 1789-1796.

EL HATIMI N., DUEE G. ET HERVOUET Y. (1991)- La Dorsale calcaire du Haouz : ancienne marge continentale passive téthysienne (Rif, Maroc). *Bull. Soc. géol. France*, **162**, 79-90.

EL KADIRI Z., EL KADIRI K., DUEE G. ET HERVOUET Y. (1989)- La série des klippes de Targuist (Rif central, Maroc) : exemple de séquences d'épandages rétrogradants du Lias au Crétacé inférieur. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, 1069-1075.

EL KADIRI K., LINARES A., OLORIZ F. (1992)- La Dorsale calcaire rifaine (Maroc septentrional) : Evolution stratigraphique et dynamique durant

le Jurassique-Crétacé. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc,* **336**, 217-265.

EL KAMEL F. (2004)- Etudes géologiques du Paléozoique de Mechra Ben Abbou et d'Oulad Abbou, Meseta occidentale, Maroc, *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, **462**, 187p.

EL KAMEL F, REMMAL T. ET MOHSSINE A. (1998)- Mise en évidence d'un magmatisme alcalin d'intraplaque post-Calédonien dans le bassin silurien des Ouled-Abbou (meseta côtière, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, **327**, 309-314.

EL MOURAOUAH A, DIOT H., EL AMRANI A. (1993)- Les massifs granitiques de la Haute Moulouya : laccolites granitiques en Meseta marocaine orientale, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 1469-1476.

EL WARTITI M. (1994)- Le Permien, in : Géologie du Maroc central et de la Meseta orientale, *Bull. Inst. sci. Rabat*, **18**, 84-92.

ELMI S., ALMERAS Y. ET BENSHILI K. (1989)- Influence de l'évolution paléogéographique sur les peuplements au cours du Lias dans le Moyen-Atlas marocain. *Sci. Géol., Mém.*, **83**, 115-131.

EN-NACIRI A., BARBANSON L. ET TOURAY J.C. (1997)- Brine inclusions from the Co–As(Au) Bou Azzer district, Anti-Atlas mountains, Morocco. *Econ. Geol*. **92**, 360–367.

ENNIH N. ET LIÉGEOIS, J.P. (2001)- The Moroccan Anti-Atlas: the West African craton passive margin with limited Pan-African activity. implications for the northern limit of the craton. Precambrian Res., **112**, 289–302.

ENNIH N., LADURON D., GREILING R.O., ERRAMI E., DE WALL H. ET BOUTALEB M. (2001)- Superposition de la tectonique éburnéenne et panafricaine dans les granitoïdes de la bordure nord du craton ouest africain (Boutonnière Zenaga: Anti-Atlas central, Maroc). *J. Afr. Earth Sci*., 32(4). 12, p. 424–427.

ESSAIFI A., LAGARDE J.L. ET CAPDEVILLA R. (2001)- Deformation and displacement from shear zone patterns in the Variscan upper crust, Jebilet, Morocco. *Journal of African Earth Sci.*. **32**, 335-350.

ESSAIFI A , POTREL A., CAPDEVILLA R. ET LAGARDE J.L. (2003)- Datation U–Pb : âge de mise en place du magmatisme bimodal des Jebilet centrales (chaîne Varisque, Maroc). Implications géo-dynamiques. *C. R. Geoscience,* **335**, 193–203.

ESSAIFI A , CAPDEVILLA R. et Lagarde J.L. (2004)- Metasomatic trondhjemites and tonalites: examples in Central Jebilet (Hercynian, Morocco). *Journal of African Earth Sci.,* **39**, 369–374.

ESSAMOUD R. ET COUREL L. (1998)- Séries charbonneuses dans des séquences rétrogradantes : cas du bassin houiller paralique westphalien de jérada (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, **326**, 885-892.

ETTAKI M., CHELLAÏ E.H., MILHI A., SADKI D., BOUDCHICHE L. (2000)- Le passage Lias moyen–Lias supérieur dans la région de Todrha-Dadès : événements biosédimentaires et géodynamiques (Haut Atlas central, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes,* **331**, 667–674.

EVANS I. ET KENDALL C.G. (1977)- An interpretation of the depositional setting of some deep-water Jurassic carbonates of the central High Atlas mountains, Morocco, *in* : H. COOK et P. ENOS (eds), Deep-water carbonate environments, *SEPM spec. Pub.*, **25**, 249-261.

FADLI D. (1994)- Le Famenno-Tournaisien, in : Géologie du Maroc

central et de la Meseta orientale, *Bull. Inst. sci. Rabat*, **18**, 57-70.

FALLOT P. (1937)- Essai sur la géologie du Rif septentrional. *Notes et Mém. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, **40**, 553p.

FAUGERES J.C. (1981)- Evolution d'un bassin atlantico-mésogéen de la marge africaine : les rides sud-rifaines (Maroc). *Bull. Soc. géol. France*, 7, **23**, 229-244.

FAURE-MURET A. ET COUBERT G. (1975)- Proposition d'un nouveau modèle tectonique pour l'arc de Gibraltar. *C. R. Acad. Sci. Paris,* D, **280**, 1387-1390.

FEDAN B. (1985)- Naissance et évolution d'une plate-forme carbonatée : l'exemple du Moyen-Atlas (Maroc) au cours du Lias; comparaisons avec les régions voisines. *Bull. Inst. sci. Rabat*, **9**, 43-65.

FEDAN B. (1989)- Evolution géo-dynamique d'un bassin intraplaque sur décrochements : le Moyen-Atlas (Maroc) durant le Méso-Cénozoïque. *Trav. Inst. sci., sér. Géol. et Géog. phys.*, **18**, 144p.

FEDAN B., LAVILLE E. ET EL MEZGUELDI A. (1989)- Le bassin jurassique du Moyen Atlas (Maroc) : exemple de bassin sur relais de décrochements. *Bull. Soc. géol. France*, 8, **6**, 1123-1136.

FEINBERG H., AIFA T., POZZI J.P., KHATTACH D. ET BOULIN J. (1990a)- Courbes de dérive apparente des pôles magnétiques de l'Afrique et de la Meseta marocaine pendant le Paléozoïque. *C. R. Acad. Sc. Paris,* **310**, 913-918.

FEINBERG H., MAATE A., BOUHDADI S., DURAND-DELGA M., MAATE M.,MAGNE J. ET OLIVIER P. (1990b)- Signification des dépôts de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur du Rif interne (Maroc), dans l'évolution géo-dynamique de l'Arc de Gibraltar. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **310**, 1487-1495.

FEKKAK A., POUCLET A., OUGUIR H., BADRA L. ET GASQUET D. (1999)- Le groupe du Néoprotérozoïque inférieur de Kelaat Mgouna (Saghro, Anti-Atlas, Maroc) : témoin d'un stade précoce de l'extension pré-panafricaine,. *Bull. Soc. géol. France*, **170**, 789-797.

FEKKAK A., POUCLET A., OUGUIR H., OUAZZANI H., BADRA L. ET GASQUET D. (2001)- Géochimie et signification géotectonique des volcanites du Cryogénien inférieur du Saghro (Anti-Atlas oriental, Maroc). *Geodinamica Acta*, **14**, 373–385.

FEKKAK A., POUCLET A. ET BADRA L. (2002)- The Pan-African of Saghro (Anti-Atlas, Morocco): example of the middle Neoproterozoic Basin of Boumalne., *Bull., Soc. Géol. France*, **173**, 25-35.

FERRANDINI J. ET LE MARREC A. (1982)- La couverture jurassique à paléogène du Haut Atlas de Marrakech est allochtone dans la "zone des cuvettes" d'Aït Ourir (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris,* **295**, 813-816.

FERRANDINI M., PHILIP J., BABONOT J.F., FERRANDINI J. ET TRONCHETTI G. (1985)- La plate-forme carbonatée du Cénomano-Turonien de la région d'Erfoud-Errachidia (Sud-Est marocain) : stratigraphie et paléo-environnements. *Bull. Soc. géol. France*, **8**, 559-564.

FERRANDINI J., AMRHAR M., BONHOMME M., CORNEE J.J. ET VIVIER G. (1991)- Premières données sur un magmatisme et des altérations hydrothermales au Jurassique moyen et supérieur dans le Haut Atlas occidental du Maroc (analyses K/Ar). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **312**, 1351-1357.

FEYS R. ET GREBER C. (1963)- Le Stéphanien et l'Autunien du Souss

dans les Ida-ou-Zal (Haut Atlas occidental, Maroc). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 22, 170, p. 19-35.

FIECHTNER L., FRIEDRICHSEN H. ET HAMMERSCHMIDT K. (1992)- Geochemistry and geochronology of Early Mesozoic tholeiites from Central Morocco. *Geol. Rundschau.*, **81**, 45-62.

FRAISSINET C., ZOUINE M., MOREL J.L., POISSON A., ANDRIEUX J. ET FAURE-MURET A. (1988)- Structural evolution of the southern and northern central High Atlas in Paleogene and Mio-Pliocene times, *in* : V. JACOBSHAGEN (ed.), The Atlas system of Morocco, Springer Verlag, Berlin, 273-291.

FRANCOIS J.M., REGNAULT S. ET CHEILLETZ A. (1986)- Mise au point concernant les séries de l'Ordovicien-Silurien-Dévonien inférieur du Djebel Aouam (Maroc central). *Bull. Soc. géol. France*, **8**, 2, 293-297.

FREYTET P., AASSOUMI H., BROUTIN J., EL WARTITII M. ET TOUTIN-MORIN N. (1992)- Présence de nodules pédologiques à structure cone-in-cone dans le Permien continental du Maroc, d'Espagne méridionale et de Provence. Attribution possible à une activité bactérienne asociée à des racines de Cordaites. *C. R. Acad. Sci. Paris,* 315, 765-771.

FREYTET P., TOUTIN-MORIN N., BROUTIN J., DEBRIETTE P., DURAND M., EL WARTITI M., GAND G., KERP H., ORSZAG F., PAQUETTE Y., RONCHI A. ET SARFATI J. (1999)- Palaeoecology of non marine algae and stromatolites : Permian of France and adjacent countries. *Ann. Paléontol.*, **85**, 99-153.

FRIZON DE LAMOTTE D. (1981)- L'olistostrome tortonien du Nekor et le problème de l'origine du matériel allochtone du Rif externe. *Bull. Soc. géol. France*, 7, **23**, 419-427.

FRIZON DE LAMOTTE D. (1982)- Contribution à l'étude de l'évolution structurale du Rif oriental. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc,* **314**, 239-309.

FRIZON DE LAMOTTE D. (1987a)- La structure du Rif externe (Maroc) : mise au point sur le rôle des décrochements, des chevauchements et des glissements gravitaires. *Journal of African Earth Sci.*, **6**, 755-766.

FRIZON DE LAMOTTE et LEIKINE M. (1985)- Métamorphisme miocène du Rif oriental (Maroc) et individualisation de la nappe gravitaire d'Aknoul. *Rev. Géol. dyn. Géog. phys.*, **26**, 29-42.

FRIZON DE LAMOTTE D., SAINT BEZAR B., BRACENE R., MERCIER E. (2000)- The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, **19**, 740-761.

FROITZHEIM N., STETS J. ET WÜRSTER P. (1988)- Aspects of Western High Atlas tectonics, *in* : V. JACOBSHAGEN (ed.), The Atlas system of Morocco, Springer Verlag, Berlin, 219-244.

GAILLET J.L. (1986)- La tectonique du Dévono-dinantien du Haouz occidental et l'hypothèse d'une transformante varisque au Sud de la Meseta marocaine. *Sci. Géol., Bull.*, **39**, 361-370.

GAILLET J.L. ET BORDONARO M. (1981)- La tectogenèse hercynienne dans le massif dinantien des Jebilet centrales (Maroc). *Sci. Géol., Bull.*, 34, p. 117-122.

GASQUET D., LETERRIER J., MRINI Z. ET VIDAL P. (1992)- Petrogenesis of the Hercynian Tichka plutonic complex (Western High Atlas, Morocco) : Trace element and Rb/Sr and Sm/Nd isotopic constraints. *Earth Plan. Sci. Letters*, **108**, 29-44.

GASQUET D., CHEVREMONT P., BAUDIN, T. CHALOT-PRAT F., GUERROT C., COCHERIE A., ROGER J., HASSENFORDER B., ET CHEILLETZ A. (2004)- Polycyclic magmatism in the Tagragra d'Akka and Kerdous-Tafeltast inlier (Western Anti-Atlas, Morocco), *Journal of African Earth Sci.* 39, 267-275.

GASQUET D,, LEVRESSE G, CHEILLETZ A, AZIZI-SAMIR M. R., MOUTTAQI A. (2005)- Contribution to a geodynamic reconstruction of the Anti-Atlas (Morocco) during Pan-African times with the emphasis on inversion tectonics and metallogenic activity at the Precambrian–Cambrian transition. *Precambrian Res.* 140, 157–182

GAUTHIER H. (1957)- Contribution à l'étude géologique des formations post-liasiques des bassins du Dadès et du Haut-Todra (Maroc méridional). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc* , **119**, 212p.

GELARD J.P. (1969)- Le flysch à base schisto-gréseuse de la bordure méridionale et orientale du massif de Chellata : le flysch maurétanien (Grande Kabylie). *Bull.Soc. géol. France*, 7, **11**, 676-686.

GENTIL L. (1916)- Sur la structure du Moyen Atlas (Maroc central). *C. R. Acad. Sci. Paris,* **162**, 329-332.

GENTIL L. (1918)- Notice sur les titres et travaux scientifiques de L. GENTIL. Laroseédit., Paris, 132p.

GERAADS D., AMANI F. ET HUBLIN J.J. (1992)- Le gisement pléistocène moyen de l'Aïn Maarouf près de El Hajeb, Maroc : présence d'un hominidé. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **314**, 319-323.

GIGOUT M. (1951)- Etudes géologiques sur la Meseta marocaine occidentale (arrière-pays de Casablanca, Mazagan et Safi). *Trav. Inst. sci. chérif.*, 3, et *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc,* **86**, 507p.

GIGOUT M. (1956)- Le volcan sous-marin d'âge acadien de Sidi-Saïd-Maâchou (Maroc occidental). *Bull. Soc. géol. France,* **6**, 559-574.

GOMEZ, F., BARAZANGI, M., DEMNATI, A. (2000)- Structure and evolution of the Neogene Guercif Basin at the junction of the Middle Atlas Mountains and the Rif Thrust Belt, Morocco. *AAPG Bull.* **84**, 1340-1364.

GÖRLER K., HELMDACH F.F., GAEMERS P., HEISSIG K., HINSCH W., MÄDLER K., SCHWARZHAUS W. ET ZUCHT M. (1988)- The uplift of the central High Atlas as deduced from Neogene continental sediments of the Ouarzazate province, Morocco, *in* : V. JACOBSHAGEN (ed.), The Atlas system of Morocco, Springer Verlag, Berlin, 361-404.

GUILLEMIN M. ET HOUZAY J.P. (1982)- Le Néogène post-nappes et le Quaternaire du Rif nord-oriental. Stratigraphie et tectonique des bassins de Melilla, du Kert, de Boudinar et du piedmont des Kebdana. *Notes et Mém. Serv.géol. Maroc*, **314**, 7-238.

GUTSCHER M.-A., MALOD J., REHAULT J.-P., CONTRUCCI I., KLINGELOEFER F., MENDEZ-VICTOR L., SPAKMAN (2002)- Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology,* **30**, 1071–1074.

HADDOUMI H., ALMERAS Y., BODERGAT A.-M., CHARRIERE A., MANGOLD C., BENSHILI K. (1998)- Ages et environnements des Couches rouges d'Anoual (Jurassique moyen et Crétacé inférieur, Haut-Atlas oriental, Maroc). *C. R. Acad. Sc. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, **327**, 127-133.

HAFID A., SAGON J.P., JULIVERT M., ARBOLEYA M.L., SAQUAQUE A., EL-BOUKHARI A., SAIDI A. ET SOLERG J.M.F (2001)- Le magmatisme basique filonien protérozoïque de la

boutonnière de Zenaga, Anti-Atlas central, Maroc: pétrologie, géochimie et signification géodynamique. *Journal of African Earth Sci.,* **32**, 707-721.

HAILWOOD E.A. ET MITCHELL J.G. (1971)- Paleomagnetic and radiometric dating results from Jurassic intrusions in South Morocco. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, **24**, 351-364.

HARMAND C. ET LAVILLE (1983)- Magmatisme alcalin mésozoïque et phénomènes thermiques associés dans le Haut Atlas central (Maroc). *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **7**, 367-376.

HARMAND C. ET MOUKADIRI A. (1986)- Synchronisme entre tectoniHINz que compressive et volcanisme alcalin : exemple de la province quaternaire du Moyen Atlas (Maroc). *Bull. Soc. géol. France*, 8, **2**, 595-603.

HATZFELD D. ET FROGNEUX M. (1981)- Intermediate depth seismicity in the western Mediterranean unrelated to subduction of oceanic atmosphere. *Nature*, **292**, 443-445.

HEFFERAN K., ADMOU H., KARSON J.A., ET SAQUAQUE A. (2000)- Anti-Atlas (Morocco) role in Neoproterozoic Western Gondwana reconstitution. *Precamb. Res.* **103**, 89-96.

HEFFERAN K., KARSON J. ET SAQUAQUE A. (1992)- Proterozoic collisional basins in a Pan-African suture zone, Anti-Atlas mountains, Morocco. *Precamb. Res.*, **54**, 295-319.

HEINITZ W., BUCHELT M. ET JACOBSHAGEN V. (1986)- Early diagenetic and tectonic structures in the sedimentary cover of the central Anti-Atlas (South Morocco). *N. Jb. Geol. Palâont. Mh.,* H.6, 342-357.

HEITZMANN P. (1987)- Le Trias dans le Haut Atlas central de Midelt-Imilchil (Maroc). Lithostratigraphie et signification tectonique. *Ecl. geol. Helv.*, **80**, 669-684.

HELG U., BURKHARD M., CARITG S., ROBERT-CHARRUE C. (2004)- Folding and inversion tectonics in the Anti-Atlas of Morocco. *Tectonics*, **23**, 1-17

HERBIG H.-G. (1988)- Synsedimentary tectonics in the northern Middle Atlas (Morocco) during the Late Cretaceous and Tertiary, *in* : V. JACOBSHAGEN (ed.), The Atlas system of Morocco, Springer Verlag, Berlin, 321-337.

HERBIG H.-G. (1993)- Stratigraphy, facies, and synsedimentary tectonics of the post-Middle Eocene Tertiary, Middle Atlas west of Boulemane (Morocco). - *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **188**, 1-50.

HERBIG H.-G., FECHNER G.G. (1995)- Cretaceous and Early Tertiary stratigraphy, facies and palynology of the eastern Bou Angueur syncline, Middle Atlas Mountains, Morocco. - *Z. dt. geol. Ges.,* **145**, 249-273.

HERNANDEZ J. ET BELLON H. (1985)- Chronologie K-Ar du volcanisme miocène du Rif oriental (Maroc) : implications tectoniques et magmatologiques. *Rev. Géol. dyn. et Géog. phys.*, **26**, 85-94.

HERNANDEZ J., LAROUZIERE F. DE, BOLZE J. ET BORDET P. (1987)- Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alboran. *Bull. Soc. géol. France*, **8**, 3, 257-267.

HEYMAN M.A.W. (1989)- Tectonic and depositional history of the Moroccan continental margin, in A.J. TANKARD et H.R. BALKWILL (eds.), Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins, *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem*. **46**, 323-340.

HINZ K., DOSTMANN H. ET FRITSCH J. (1982)- The continental margin of Morocco : seismic sequences, structural elements and geological development, in : U. von RAD, K. HINZ, M. SARNTHEIM et E. SEIBOLD (eds), Geology of the

Northwest African Continental Margin, Springer Verlag, Berlin, 34-60.

HOEPFFNER C. (1994)- La zone Midelt-Tazekka-Bsabis, le domaine interne de la chaîne varisque et ses relations avec le Massif hercynien central, in : Géologie du Maroc central et de la Meseta orientale, *Bull. Inst. sci.* Rabat, **18**, 169-191.

HOEPFFNER C., JENNY P., PIQUE A. ET MICHARD A. (1982)- Le métamorphisme hercynien dans le massif des Rehamna (Maroc). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc,* **303**, 130-149.

HOFMANN A., TOURANI A., GAUPP R. (2000)- Cyclicity of Triassic to Lower Jurassic continental red beds of the Argana Valley, Morocco: implications for palaeoclimate and basin evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **161**, 229-266.

HOLLARD H. (1967)- Le Dévonien du Maroc et du Sahara nord-occidental. Internat.Symp. Devonian System, Calgary, *Pub. Alberta Soc. Petrol. Geol.*, **1**, 203-244.

HOLLARD H. ET MORIN P. (1973)- Les gisements de *Dzieduszyckia* (*Rhynchonellida*) du Famennien inférieur du Massif hercynien central du Maroc. *Notes Serv. géol. Maroc*, 33, **249**, 7-14.

HOLLARD H., MICHARD A., JENNY P., HOEPFFNER C. ET WILLEFERT S. (1982)- Stratigraphie du Primaire de Mechra-ben-Abbou, Rehamna. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, **303**, 13-34.

HOUARI M.R. ET HOEPFFNER C. (2003)- Late Carboniferous dextral wrench-dominated transpression along the North african craton margin (Eastern High-Atlas, Morocco*). Journal of African Earth Sciences*, **37**, 11-24.

HUON S., PIQUE A. ET CLAUER N. (1987)- Etude de l'orogenèse hercynienne au Maroc par la datation K-Ar de l'évolution métamorphique de schistes ardoisiers. *Sci. Géol., Bull.*, 40, 273-284.

HUON, J.J. CORNEE, A. PIQUE, N. RAIS, N. CLAUER, N. LIEWIG ET R. ZAYANE, (1993)- Mise en évidence au Maroc d'événements thermiques d'âge triasico-liasique liés à l'ouverture de l'Atlantique. *Bull. Soc. géol. France*, 164, 165-176.

HUTCHINSON D.R. ET KLITGORD K.D. (1988)- Evolution of rift basins on the continental margin off southern New England, *in* : W. MANSPEIZER (ed.), Triassic-Jurassic rifting. Continental breakup and the origin of the Atlantic ocean and passive margins, *Elsevier Pub*., 81-98.

HUVELIN P. (1977)- Etude géologique et gîtologique du Massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, **232** *bis* , 308p.

IGHID L., SAQUAQUE A. ET REUBER I. (1989)- Plutons syn-cinématiques et la déformation panafricaine majeure dans le Saghro occidental (boutonnière d'Imiter, Anti-Atlas, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **309**, 615-620.

IKENNE M., GASQUET D., BARBEY P. ET MACAUDIERE J. (1997)- Relations entre déformation, métamorphisme et magmatisme dans le Protérozoïque du massif du Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc*). C. R. Acad Sc., Paris*, **324**, 237-234.

INGLIS J.D., MACLEAN J.S., SAMSON S.D., D'LEMOS R.S., ADMOU H., HEFFERAN K. (2004)- A precise U-Pb zircon age for Bleïda granodiorite, Anti-Atlas, Morocco: implications for the timing of deformation and terrane assembly in the eastern Anti-Atlas, *Journal of African Earth Sci.*, **39**, 277-283.

INGLIS J. D., D'LEMOS R. S., SAMSON S. D. ET ADMOU H. (2005)- Geochronological Constraints on Late Precambrian Intrusion, Meta-

morphism, and Tectonism in the Anti-Atlas Mountains. *Journal of Geology*, **113**, 439–450.

IZART A. (1990)- Les bassins carbonifères de la Meseta marocaine, étude sédimentologique et approche du contexte structural. Part de la tectonique et de l'eustatisme. *Géologie méditerranéenne,* **17**, 61-72.

IZART A., TAHIRI A., EL BOURSOUMI A., VACHARD D., SAIDI M., CHEVEREMONT P. ET BERKHLI M. (2001)- Nouvelles données biostratigraphiques et sédimentologiques des formations carbonifères de la région de Bouqachmir (Maroc central). Implications sur la paléogéographie des bassins carbonifères nord-mésétiens. *C. R. Acad. Sci. Paris,* **332**, 169–175.

IZART A., CHEVEREMONT P., TAHIRI A., EL BOURSOUMI A., THIEBLEMONT D., (2001)- Carte géologique du Maroc au 1/50 000, feuille de Bouqachmir. Mémoire explicatif. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, **411** bis, 60p.

JACOBSHAGENA V., BREDE R., HAUPTMANN M., HEINITZ W. ET ZYLKA R. (1988)- Structure and post-Palæozoic evolution of the central High Atlas, *in* : V. JACOBSHAGEN (ed.), The Atlas system of Morocco, Springer Verlag, Berlin, 245-271.

JEANNETTE D., BENZIANE F. ET YAZIDI A. (1981)- Lithostratigraphie et datation du Protérozoïque de la boutonnière d'Ifni (Anti Atlas, Maroc). *Precamb. Res.*, **14**, 363-368.

JENNY J. (1983)- Les décrochements de l'Atlas de Demnat (Haut Atlas central, Maroc) : Prolongation orientale de la zone de décrochement du Tizi-n-Test et clef de la compréhension de la tectonique atlasique. *Ecl. geol. Helv.*, **76**, 243-251.

JENNY J. ET LE MARREC A. (1980)- Mise en évidence d'une nappe à la limite méridionale du domaine hercynien dans la boutonnière d'Aït Tamlil (Haut Atlas central, Maroc). *Ecl. geol. Helv.*, **73**, 681-696.

JENNY J., LE MARREC A. ET MONBARON M. (1981)- Les couches rouges du Jurassique moyen du Haut Atlas central (Maroc) : corrélations litho-stratigraphiques, éléments de datations et cadre tectono-sédimentaire. *Bull. Soc. géol. France,* 7, **23**, 627-639

KERP H., BROUTIN J., LAUSBERG S., AASSOUMI H. (2001)- Discovery of Latest Carboniferous–Early Permian radially symmetrical peltasperma-ceous megasporophylls from Europe and North Africa. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, **332**, 513–519.

KHARBOUCH F. (1994)- Le volcanisme dévono-dinantien du Massif central et de la Meseta marocaine, in : Géologie du Maroc central et de la Meseta orientale, *Bull. Inst. sci. Rabat*, **18**, 192-200.

KHARBOUCH F., JUTEAU T., TREUIL M., JORON J.L., PIQUE A. ET HOEPFFNER C. (1985)- Le volcanisme dinantien de la Meseta marocaine nord-occidentale et orientale. Caractères pétro-graphiques et géochimiques et implications géodynamiques. *Sci. Géol., Bull.,* 38, p. 155-163.

KORNPROBST J. (1966)- La chaîne du Haouz, de la Hafa Queddana au col d'Azlu d'Arabia. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 9-54.

KORNPROBST J. (1971)- Le socle ancien polymétamorphique dans les zones internes de la partie occidentale des chaînes bético-rifaines : similitudes pétrographiques et constance des directions tectoniques anté-alpines de part et d'autre du détroit de Gibraltar. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **272**, 1204-1207.

KORNPROBST J. (1974)- Contribution à l'étude pétrographique et structurale

de la zone interne du Rif (Maroc septentrional). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, **251**, 256p

KREUZER H., MULLER P., REINECKE T. ET WISSMANN G. (1984)- Petrography and K-Ar dating of the Mazagan granodiorite DSDP Leg 79, holes 544A and 544B, *in* : K. HINZ, E. WINTERER *et al.*, *Initial Reports DSDP*, 79, Washington (US Government Printing Office), 543-549.

LAADILA M. ET DELFAUD J. (1989)- Place des stades successifs de dolomitisation dans l'évolution d'une plate-forme carbonatée soumise au rifting téthysien : le Lias inférieur du Moyen Atlas. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **309**, 2101-2104.

LACOSTE J. (1934)- Etudes géologiques dans le Rif méridional. *Notes et Mém. Serv. MInes et Carte géol. Maroc,* **31**, I : p. 1-464; 465-660.

LAGARDE J.L. (1985)- Cisaillements ductiles et plutons granitiques contemporains de la déformation hercynienne post-viséenne de la Meseta marocaine. *Hercynica*, **1**, 29-37.

LAGARDE J.-L. (1989)- Granites tardi-carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Meseta marocaine. *Mém. et Doc. Centre armoricain d'Etude des Socles*, Rennes, **26**, 342p.

LAGARDE J.-L. ET MICHARD A. (1986)- Stretching normal to the regional thrust displacement in a thrust-wrench shear zone, Rehamna massif, Morocco. *J. struct. Geol*., **8**, 483-492.

LAGARDE J.-L., AÏT OMAR S. ET RODDAZ B. (1990)- Structural characteristics of granitic plutons emplaced during weak regional deformation : examples from late Carboniferous plutons, Morocco. *Journal of structural Geology*, **12**, 805-821.

LAPPARENT A.F. DE (1955)- Etude paléontologique des vertébrés du Jurassique d'El Mers (Moyen Atlas). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, **124**, 36p.

LANDING E., BOWRING S.A., DAVIDEK K.L., WESTROP S.R., GEYER G. ET HELDMAIER W. (1998)- Duration of the Early Cambrian: U–Pb ages of volcanic ashes from Avalon and Gondwana. *Canadian Journal Earth Sciences,* **35**, 329–338.

LAVILLE E. (1980)- Tectonique et microtectonique d'une partie du versant sud du Haut Atlas marocain (boutonnière de Skoura, nappe de Toundout). *Notes Serv. géol. Maroc*, 41, **285**, 81-183.

LAVILLE E. (1988)- A multiple releasing and restraining stepover model for the Jurassic strike-slip basin of the Central High Atlas (Morocco), in : W. Manspeizer (ed.), Triassic-Jurassic rifting. Continental Breakup and the origin of the Atlantic ocean and passive margins, 499-523.

LAVILLE E., LESAGE J.L. ET SEGUURET M. (1977)- Géométrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas marocain. Aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardi-hercyniennes. *Bull. Soc. géol. France,* 7, 19, p. 527-539.

LAVILLE E. ET HARMAND C. (1980)- Mise en place synsédimentaire du massif anorogénique de Talmeste (Haut Atlas central, Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **292**, 1025-1028.

LAVILLE E. ET PETIT J.P. (1984)- Role of synsedimentary strike-slip faults in the formation of Moroccan Triassic basins. *Geology,* **12**, 424-427.

LAVILLE E. ET FEDAN B. (1989)- Le système atlasique marocain au Jurassique : évolution structurale et cadre géodynamique. *Sci. Géol., Mém.* **84**, 3-28.

LAVILLE E., FEDAN B. ET PIQUE A. (1991)- Déformation synschisteuse

jurassique, orogenèse cénozoïque : deux étapes de la structuration du Haut Atlas (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **312**, 1205-1211.

LAVILLE E. ET PIQUE A. (1991)- La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque : le rejeu des structures hercyniennes. *Bull. Soc. géol. France*, **162**, 1161-1171.

LAVILLE E. ET PIQUÉ A. (1992)- Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the Central High Atlas (Morocco) : a tectonic model. Structural and orogenic inversions. *Geol. Rundsch*., **81**, 157-170.

LAVILLE E., PIQUÉ A., AMRHAR M., CHARROUD M. (2004)- A restatement of the Mesozoic Atlasic Rifting (Morocco). *Journal of African Earth Sci.*, **38**, 145–153.

LAVOCAT R. (1954)- Reconnaissance géologique dans les hammadas des confins algéro-marocains du Sud. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc,* **116**, 122p.

LEBLANC D. (1979)- Etude géologique du Rif externe oriental au Nord de Taza (Maroc). Thèse Univ. P. Sabatier, Toulouse, et *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc,* **281**, 160p.

LEBLANC D. (1990)- Tectonique extensive contemporaine de charriages sur la bordure autochtone du Rif oriental. *C. R. Acad. Sci. Paris,* **311**, 1437-1441.

LEBLANC D. ET SEPTFONTAINE M. (1983)- Sur la position paléogéographique de la zone prérifaine (Maroc) : arguments tirés de l'étude des conglomérats tertiaires du Prérif oriental. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **297**, 525-528.

LEBLANC M. (1973)- La tectonique du Précambrien II dans la région de Bou-Azzer (Anti-Atlas central). *Notes Serv. géol. Maroc*, **33**, n°29, 59-91.

LEBLANC M. (1976)- A Proterozoic oceanic crust at Bou Azzer. *Nature*, **206**, 34-35.

LEBLANC M. (1986)- Appareil ignimbritique et minéralisation cuprifère: Alous (Anti-Atlas, Maroc). Mineral. Deposita, **21**, 129-136.

LEBLANC M. (1993)- Amas sulfuré formé par injection de sills dans des sédiments : exemple d'Hajar (Marrakech, Maroc). C.R. Acad. Sci. Paris, **316**, 499-504.

LEBLANC M. ET BILLAUD P. (1978)- A volcano-sedimentary copper deposit on a continental margin of upper Proterozoic age : Bleida (Anti-Atlas, Morocco). *Economic Geology*, **73** (6) 1101-1111.

LEBLANC M. ET LANCELOT J.R. (1980)- Interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) de l'Anti Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. *J. can. Sci. Terre*, **17**, 142-155.

LEBLANC M. ET MOUSSINE-POUCHKINE A. (1994)- Sedimentary and volcanic evolution of a Neoproterozoic continental margin (Bleida, Anti-Atlas, Morocco). *Precamb. Res.,* **70**, 25-44.

LECOINTRE G. (1918)- Sur la présence du Cambrien et du Silurien (?) à Casablanca (Maroc occidental). *C.R. Acad. Sci. Paris,* **166**, 173-174.

LECOINTRE G. (1926)- Recherches géologiques dans la Meseta marocaine. *Mém. Soc. Sci. natur. Maroc*, **14**, 158p.

LECOINTRE G. (1952)- Recherches sur le Néogène et le Quaternaire marins de la côte atlantique du Maroc. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 99, I : Stratigraphie, **198** p.; II : Paléontologie, 170p.

LECOLLE M., DERRE C., RJIMATI E.C., NERCI K., AZZA A. ET BENNANI A. (1991)- Les distensions et la tectonique biphasée du Panafricain

de l'Anti-Atlas oriental : dynamique de dépôt et de structuration des Précambriens II-2 et II-3 (Saghro, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris,* **313**, 1563-1568.

LECORCHE J.P., BRONNER G., DALLMEEYER R.D., ROCCI G. ET ROUSSEL J. (1991)- The Mauritanide orogen and its northern extensions (Western Sahara and Zemmour), West Africa in : R. D. DALLMEYER et J.P. LECORCHE (eds), The West African orogens and circum-Atlantic correlatives, Springer Verlag, p. 187-227.

LE CORRE C. ET BOULOTON C. (1987)- Un modèle de "structure en fleur" associant décrochement et convergence : les Jebilet centro-occidentales (Maroc hercynien). *C.R. Acad. Sci. Paris,* **304**, 751-754.

LE CORRE C. ET SAQUAQUE A. (1987)- Comportement d'un système pluton-encaissant dans un champ de déformation régional : le granite du Bramram (Jebilet, Maroc hercynien). *Bull. Soc. géol. France*, **8**,3, 665-673.

LE ROY P., PIQUE A. , LE GALL B., AÏT BRAHIM L., MORABET M. ET DEMNATI A. (1997)- Les bassins côtiers triasico-liasiques du Maroc occidental et la diachronie du rifting intra-continental de l'Atlantique Central. *Bull. Soc. géol. France,* **168**, 637-648.

LE ROY P., GUILLOCHEAU F., PIQUÉ A., MORABET A.M. (1998)- Subsidence of the Atlantic margin of Morocco during the Mesozoic. *Can. J. Earth Sci.*, **35**, 476-493.

LEIKINE M., ASERIY L. ET BOURGEOIS J. (1991)- Sur l'âge du métamorphisme anchi-épizonal de l'unité de Ketama, Rif central (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **313**, 787-793.

LEMOINE P. (1905)- Quelques observations sur la géologie du Maroc occidental. *Bull. Soc. géol. France*, 5, 755-758.

LESPINASSE P. (1977)- Les marnes à blocs de la région de Zoumi : leur signification dans l'évolution structurale des zones externes du Rif (Maroc). *Bull. Soc. géol. France*, 7, **19**, 781-787.

LEVRESSE L., CHEILLETZ A., GASQUET D., REISBERG L., DELOULE E., MARTY B. ET KYSER K. (2004)- Osmium, sulphur, and helium isotopic results from the giant Neoproterozoic epithermal Imiter silver deposit, Morocco: evidence for a mantle source. *Chem. Geol*. **207**, 59–79.

MAACHA L., AZIZI-SAMIR M.R. ET BOUCHTA R. (1998)- Gisements cobaltifères du district de Bou Azzer (Anti-Atlas): structure et conditions de genèse. *Chron. Rech. Min.* 531/532, 65–75.

MAATE M. ET DIDON J. (1989)- Evolution sédimentologique du flysch Oligocène supérieur mérinide : la coupe de Louharna (Rif nord-occidental, Maroc). *Sci. Géol. Mém.,* **84**, 95-105.

MABKHOUT F., BONIN B., AÏT AYAD N., SIRNA C. ET LAGARDE J.L. (1988)- Les massifs granitiques alcalins du Permien marocain. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **307**, 163-168.

MAHMOOD A. (1985)- Emplacement of the zoned Zaer pluton, Morocco. *Geol. Soc. Am. Bull*., 96, p. 931-939.

MANSPEIZER W. (1988)- Triassic-Jurassic rifting and opening of the Atlantic : an overview, in : W. Manspeizer (ed.), Triassic-Jurassic rifting. Continental Breakup and the origin of the Atlantic ocean and passive margins, 41-79.

MANSPEIZER W., PUFFER J.H. ET COUSMINER H.L. (1978)- Separation ofMorocco and eastern North America : a Triassic-Liassic stratigraphic record. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **89**, 901-920.

MARCOUX E. ET WADJINNY A. *(*2005)- Le gisement Ag-Hg de Zgounder (Jebel

Siroua, Anti-Atlas, Maroc) : un épithermal néoprotérozoïque de type Imiter. *Geosciences,* **337**, 1439-1446.

MARHOUMI R., HOEPFFNER C., DOUBINGER J. ET RAUSCHER R. (1983)- Données nouvelles sur l'histoire hercynienne de la Meseta orientale au Maroc : l'âge dévonien des schistes de Debdou et du Mekkam. *C. R. Acad. Sci. Paris,* **297**, 69-72.

MARHOUMI M., DOUBINGER J. ET PIQUE A. (1983)- Etudes palyno-stratigraphiques de quelques séries dinantiennes dans le bassin de Sidi-Bettache au SE de Rabat. *Sci. Géol., Bull.*, **37**, 137-151.

MARINI F. ET OUGUIR H. (1990)- Un nouveau jalon dans l'histoire de la distension pré-panafricaine au Maroc : le Précambrien II des boutonnières du jbel Saghro nord-oriental (Anti-Atlas, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **310**, 577-582.

MARTIN J. (1968)- L'évolution du bassin de Skoura (Moyen Atlas) au cours du Néogène. *Rev. Géogr. Maroc*, **14**, 117-132.

MARTIN J. (1981)- Le Moyen Atlas central, étude géomorphologique. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc,* **258** et **258** *bis* , 445p.

MATTAUER M. (1963)- Le style tectonique des chaînes rifaines et telliennes. *Geol. Rundsch*., **53**, 296-313.

MATTAUER M., PROUST F. ET TAPPONNIER P. (1972)- Major strike-slip fault of late hercynian age in Morocco. *Nature* , **237**, 160-162.

MATTAUER M., TAPPONNIER P. ET PROUST F. (1977)- Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bull. Soc. géol. France*, 7, **19**, 521-526.

MAURY, R.C., FOURCADE, S., Coulon, C., EL AZZOUZI, M., BELLON, H., COUTELLE, A., OUABADI, A., SEMROUD B., MEGARTSI M., COTTON, J., BELANTEUR, O., LOUNI-HACINI A., PIQUE´ A., CAPDEVILLA, R. HERNANDEZ, J., ET REHAUL, J.-P. (2000), Post-collisional Neogene Magmatism of the Mediterranean Maghreb Margin: A Consequence of Slab Breakoff, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **331**, 159–173.

MAYOL S. ET MULLER J. (1985)- Mise en évidence d'une unité allochtone hercynienne précoce (antéschisteuse) dans les Jebilet occidentales (Maroc). Etude de la structuration de la zone de contact. *C. R. Acad. Sci. Paris,* **300**, 369-372.

MEDINA F. (1991)- Superimposed extensional tectonics in the Argana Triassic formations (Morocco), related to the early rifting of the central Atlantic. *Geol. Mag.*, 128, p. 525-536.

MEGARD F. (1969)- La partie orientale du massif des Bokoyas. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc,* **194**, 123-198.

MEHDI M., NEUWEILER F., WILMSEN M. (2003)- Les formations du Lias inférieur du Haut Atlas central de Rich (Maroc) : précisions lithostra-tigraphiques et étapes de l'évolution du bassin. *Bulletin de la Société géologique de France*, **174**, 227-242.

MEHDI K., GRIBOULARD R., BOBIER C. (2004)- Rôle de l'halocinèse dans l'évolution du bassin d'Essaouira (Sud-Ouest marocain). *C. R. Geoscience*s, **336**, 587-595.

MICHARD A. (1967)- Plissement concentrique, plissement syn-schisteux et granitisation dans le Cambro-Ordovicien des Rehamna occidentaux (Maroc). *C. R. somm. Soc. géol. France,* **8**, 347-348.

MICHARD A. (1976)- Eléments de géologie marocaine. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, **252**, 420p.

MICHARD A. (2006)- Extension in Alpine Western Europe and West Mediterranean. *C. R. Geoscience*, **338**, 225-228.

MICHARD A., HOEPFFNER C. ET JENNY P. (1978)- Le couloir de cisaillement calédono-hercynien de la Meseta occidentale sur la transversale de Mechra-ben-Abbou (Rehamna, Maroc). *Bull. Soc. géol. France*, **20**, 889-894.

MICHARD A., YAZIDI A., BENZIANE F., HOLLARD H. ET WILLEFERT S. (1982)- Foreland thrusts and olistostromes on the pre-Saharan margin of the Variscan orogen, Morocco. *Geology,* **10**, 253-256.

MICHARD A., CHALOUAN A., MONTIGNY R. ET OUAZZANI-TOUHAMI M. (1983)- Les nappes cristallophylliennes du Rif (Sebtides, Maroc), témoins d'un édifice alpin de type pennique incluant le manteau supérieur. *C. R. Acad. Sci. Paris,* **296**, 1337-1340.

MICHARD A., FEINBERG H., EL AZZAB D., BOUYBAOUENE M. ET SADDIQI O. (1992)- A serpentinite ridge in a collisional paleomargin setting : the Beni Malek masif, External Rif, Morocco. *Earth plan. Sci. Letters*, **113**, 435-442.

MICHARD A., GOFFE B., BOUYBAOUENE M., SADDIQI O. (1997)- Late Hercynian-mesozoic thinning in the Alboran domain : metamorphic data from the northern Rif, Morocco. *Terra Nova*, **9**, 1-8.

MICHARD A., CHALOUAN A., FEINBERG H., GOFFE B., MONTIGNY R. (2002)- How does the Alpine belt end between Spain and Morocco ? *Bull. Soc. Géol. France*, **173**, 3-15.

MICHEL P. (1988a)- Le gisement de vertébrés pléistocènes d'Aïn Bahya (région de Skhirat, Maroc atlantique). Données paléontologiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **307**, 435-438.

MICHEL P. (1988b)- Découverte d'un gisement de Vertébrés fossiles du Pléistocène inférieur à Khemis, près de Safi, Maroc. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 306, II, p. 1051-1056.

MICHEL P. (1989)- Le Rhinocerotidæ (*Dinocerorhinus hemitœchus)* du Pléistocène supérieur des "niveaux moyens" de la carrière Doukkala II (région de Temara, Maroc) : stade évolutif et apport chronologique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **308**, 883-886.

MIFDAL A. ET PEUCAT J.J. (1985)- Datation U-Pb et Rb-Sr du volcanisme acide de l'Anti-Atlas marocain et du socle sous-jacent dans la région de Ouarzazate : Apport au problème de la limite précambrien-Cambrien. *Sci . Géol. (Bull.),* **38**, 185-200.

MISKOVSKY J.C. (1989)- Une coupure climatique nette à l'Holocène moyen dans les domaines atlasiques d'Afrique du Nord : Etude du stratotype de Makhfamane (Haut-Atlas occidental, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **309**, 103-108.

MOKHTARI A., GASQUET D. ET ROCCI G. (1995)- Les toleïtes de Tagmout (Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc) témoins d'un rift au Protérozoïque supérieur. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **320**, 381-386.

MONBARON M. (1981)- Sédimentation, tectonique synsédimentaire et magmatisme basique : l'évolution paléogéographique et structurale de l'Atlas de Beni-Mellal (Maroc) au cours du Mésozoïque; ses incidences sur la tectonique tertiaire. *Ecl. geol. Helv.*, **74**, 625-638.

MONBARON M. ET TAQUET P. (1981)- Découverte du squelette complet d'un grand Cétiosaure (Dinosaure, Sauropode) dans le bassin jurassique moyen de Tilougguit. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **292**, 243-246.

MONIE P., FRIZON DE LAMOTTE D. ET LEIKINE M. (1984)- Etude géochronologique préliminaire sur la

méthode 39 Ar/40 Ar du métamorphisme alpin dans le Rif externe (Maroc). Précisions sur le calendrier tectonique tertiaire. *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique,* **25**,307-317.

MONTEL J.-M., KORNPROBST J., VIELZUF D. (2000)- Preservation of old U-Th-Pb ages in shielded monazites : example from the Beni Bousera Hercynian kinzigites (Morocco*). J. metam. Geol*., **18**, 335-342.

MOREL J.L. (1989)- Evolution paléogéographique et tectonique du Rif (Maroc) du Tortonien à l'actuel. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **309**, 2053-2059.

MOREL J.L. ET CABANIS B. (1993)- Mise en évidence d'une association magmatique dans le volcanisme plio-quaternaire du Moyen-Atlas marocain. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 316, 357-362.

MOREL J.L., ZOUINE E.M. ET POISSON A. (1993)- Relations entre la subsidence des bassins moulouyens et la création des reliefs atlasiques (Maroc) : un exemple d'inversion tectonique depuis le Néogène. *Bull. Soc. géol. France*, **164**, 79-91.

MORET L. (1931)- Recherches géologiques dans l'Atlas de Marrakech. *Notes Mém. Serv. Mines Carte géol. Maroc,* **18**, 262p.

MORIN P. (1960)- Les marbres d'origine métamorphique du Maroc central (Géologie et problèmes d'exploitation). *Mines et Géologie,* **11**, 31-39.

MORIN P. (1962)- Les séries volcano-sédimentaires cambriennes du Maroc central. *C .R. Acad. Sci. Paris,* **254**, p. 2396-2398.

MORLEY C.K. (1988)- The tectonic evolution of the Zoumi Sandstone, western Moroccan Rif. *J. geol. Soc., London,* **145**, 55-63.

MORLEY C.K. (1992)- Tectonic and sedimentary evidence for synchronous and out-of-sequence thrusting, Larache-Acilah area, Western Moroccan Rif. *J. geol. Soc. London*, **149**, 39-49.

MOUHSSINE M., HERVOUET Y. ET BENYAICH A. (1990)- Les mégabrèches et turbidites calcaires à silex de la dorsale externe des Bokoya (Rif interne, Maroc) témoins du rifting liasique de la Tethys. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **310**, 1279-1284.

MOUTAOUAKIL D. ET GIRESSE P. (1993)- Pétrologie et environnements sédimentaires des phosphates mésocénozoïques du bassin des Ouled Abdoun (Maroc). *Bull. Soc. géol. France*, **164**, 473-491.

MRINI Z., RAFI A., DUTHOU J.-L.ET VIDAL P. (1992)- Chronologie Rb/Sr des granitoïdes hercyniens du Maroc : conséquences. *Bull. Soc. géol. France*, **163**, 281-291.

MULLIN P., BENSAID M. ET KELLING G. (1976)- Les nappes hercyniennes au Sud-Est du Maroc central; une nouvelle interprétation. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **282**, 827-830.

MUSTAPHI H., MEDINA F., JABOUR H. , HOEPFFNER C. (1997)- Le bassin du Souss (Zone de Faille du Tizi n'Test, Haut Atlas occidental, Maroc) : résultat d'une inversion tectonique contrôlée par une faille de détachement profonde. *Journal of African Earth Sci.*, 24, 153-168.

Nachit H., Barbey P., Pons J. et Burg J.P. (1996)- L'Eburnéen existe-t-il dans l'Anti-Atlas occidental marocain ? l'exemple du massif de Kerdous. *C. R. Acad. Sci. Paris*. 322. p. 677-683.

NAIDOO D.D., BLOOMER S.H., SAQUAQUE A. ET HEFFERAN K. (1991)- Geochemistry and significance of metavolcanic rocks from the Bou-Azzer El Graara ophiolite (Morocco). *Precamb. Res*. **53**, 79– 97.

NELTNER L. (1938)- Etudes géologiques dans le Sud marocain (Haut Atlas et

Anti Atlas). *Notes et Mém. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, **42**, 298p.

NOLD M., UTTINGER J. ET WILDI W. (1981)- Géologie de la dorsale calcaire entre Tetouan et Assifane (Rif interne, Maroc). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, **300**, 233p.

OLIVET J.L., BONNIN J., BEUZART P., AUZENDE J.M. (1984)- Cinématique de l'Atlantique nord et central. *Rapports scientifiques et techniques du C.N.E.X.O.,* **54**, 108p.

OLIVIER P. (1990)- Les unités de Beni Derkoul (Rif, Maroc). Place et signification dans l'évolution alpine de la marge nord de la Téthys maghrébine. *Bull. Soc. géol. France,* **8**, 6, 145-154.

OUAHHABI B., ALMARAS Y., ELMI S. ET MOUTERDE R. (1992)- Le Lias moyen du massif des Beni Snassen orientaux (Maroc nord oriental). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **315**, 595-600.

OUALI H., BRIAND B., BUCHARDON J.L., CAPIEZ P. (2003): Le volcanisme cambrien du Maroc Central : implications géodynamiques. *C. R. Geosciences*, **335**, 425-433.

OUANAIMI H. ET PETIT J.P. (1992)- La limite sud de la chaîne hercynienne dans le Haut Atlas marocain : reconstitution d'un saillant non déformé. *Bull. Soc. géol. France*, **163**, 63-72.

OUAZZANI H., BADRA L., POUCELET A., PROST A. (1998)- Mise en évidence d'un volcanisme d'arc néoprotérozoïque dans le Haut-Atlas occidental (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 327, 449-456.

OUDRA M., BERAAOUZ E. H., IKENNE M., GASQUET D. ET SOULAIMANI A. (2005)- La tectonique panafricaine du secteur d'Igherm : implication des dômes extensifs tardi- à post-orogéniques (Anti-Atlas occidental, Maroc). *Estudios Geol.*, **61**, 177-189.

OUGUIR H., MACAUDIERE J., DAGALIER G., QADROUCI A. ET LEISTEL J.M. (1994)- Cadre structural du gîte Ag/Hg d'Imiter (Anti-Atlas, Maroc). Implications métallogéniques. *Bull. Soc. Géol. France*, **165,** 233-248.

OWODENKO B. (1976)- Bassin houiller de Jerada (Maroc oriental). Essai de synthèse et de paléogéographie. *Notes et mém. Serv. géol. Maroc*, **207**, 148p.

PAREYN C. (1961)- Les massifs carbonifères du Sahara sud-oranais. *Publ. Centre de Rech. sahariennes*, CNRS, Paris, 325 p.

PASCAL A., MAHDOUDI M.L., LANG J., PAQUET H. ET MLLOT G. (1989)- Palygorskites continentales épigéniques dans le Jurassique moyen du Haut-Atlascentral (Maroc). Double signification des palygorskites dans les séries géologiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **309**, 899-906.

PETIT J.P., RAYNAUD S. ET CAUTRU J.P. (1985)- Microtectonique cassante lors du plissement d'un conglomérat (Mio-Pliocène du Haut Atlas, Maroc). *Bull. Soc. géol. France,* **8**,1, 415-421.

PEYBERNES B., BOUAOUDA M.S., ALMERAS Y., RUGET C. ET CUGNY P. (1987)- Stratigraphie du Lias et du Dogger du bassin côtier d'Essaouira (Maroc) avant et pendant le début de l'expansion océanique dans l'Atlantique Central. Comparaisons avec le bassin d'Agadir. *C. R. Acad. Sc. Paris* , **305**, 1449-1455.

PIQUE A. (1973)- La déformation des conglomérats dans les zones métamorphiques des Rehamna (Meseta marocaine). 1 : Passage de la fracturation au flux plastique. *Sci. Géol., Bull.*, **26**, 219-244.

PIQUE A. (1976)- Front thermique syntectonique et mise en place du granite à Oulmès (Maroc central). *Bull. Soc. géol. France*, **18**, 1235-1238.

PIQUE A. (1979)- Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : la Meseta marocaine nord-occidentale. *Sci. Géol., Mém.* **56**, 243p.

PIQUE A. (1981)- Un segment de chaîne intracontinentale : la Meseta marocaine nord-occidentale. Influence des fractures du socle précambrien sur la sédimentation et la déformation de la couverture paléozoïque. *Bull. Soc. géol. France,* **23**, 3-10.

PIQUE A. (1984)- Faciès sédimentaire et évolution d'un bassin : le bassin dévono-dinantien de Sidi-Bettache (Maroc nord-occidental). *Bull. Soc. géol. France,* 26, p. 1015-1023.

PIQUE A. (1989)- Variscan terranes in Morocco. *Geol. Soc. Am. spec. Paper* 230, p. 115-129.

PIQUE A., JEANNETTE D. et MICHARD A. (1980)- The Western Meseta Shear Zone, a major and permanent feature of the Hercynian belt of Morocco. *J. struct.Geol.*, 2, p. 55-61.

PIQUE A., HOEPFFNER C., JENNY P., GUEZOU J.C., JEANNETTE D. et MICHARD A. (1982)- Tectonique du massif des Rehamna (Maroc). Evolution de la déformation dans les zones métamorphiques hercyniennes. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, 303, p. 86-129.

PIQUE A., CHALOUAN A. & FADLI D. (1985)- Des rides paléogéographiques aux anticlinaux. Permanence des directions structurales dans la Meseta marocaine occidentale au cours du Paléozoïque. *Sci. Géol., Bull.*, 38, p. 147-153.

PIQUE A. et WYBRECHT E. (1987)- Origine des chlorites de l'épizone. Héritage et cristallisation synschisteuse. Exemple des grauwackes cambriennes du Maroc occidental. *Bull. Minéral.,* 110, p. 665-682

PIQUE A. et MICHARD (1989)- Moroccan Hercynides: a synopsis. The Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. *Am. J. Sci.*, 289, p. 286-330.

PIQUE A. et SKEHAN J.W.(1992)- Late Paleozoic orogenies in western Africa and eastern North America : the diachronous closure of the Theic ocean. *Tectonics*, 11, p. 392-404.

PIQUE A., BOSSIERE G., BOUILLIN, J.-P., CHALOUAN A. et HOEPFFNER C. (1993)-The southern margin of the Variscan belt. The northwestern Gondwana mobile zone (Eastern Morocco and Northern Algeria. *Geol. Rundschau,* 82, p. 432-439.

PIQUE A., LE ROY, P., AMRHAR M. (1998)- Transtensive synsedimentary tectonics associated with ocean opening : the Essaouira-Agadir segment of the Moroccan Atlantic margin. *J. Geol. Soc. London*, 155, p. 913-928.

PIQUE A., BOUABDELLI M., SOULAÏMANI A., YOUBI N., ILLIANI M. (1999)- Les conglomérats PIII (Néoprotérozoïque supérieur) de l'Anti-Atlas (Sud du Maroc): molasses panafricaines, ou marqueurs d'un rifting fini-protérozoïque? *C.R. Acad. Sci. Paris* , 328, p.1017-1024.

Pouit G. (1968)- Marques de mouvements hercyniens à composante tangentielle de grande amplitude dans la boutonnière précambrienne et infracambrienne du Bas oued Dra (Maroc mérodional). C. R. Acad. Sci. Paris, 267, p. 1549-1552.

PROUST F. (1973)- Etude stratigraphique, pétrographique et structurale du Bloc oriental du Massif ancien du Haut Atlas (Maroc). *Notes Serv. géol. Maroc*, 34, 254, p. 15-54.

PROUST F., PETIT J.P. et TAPPONNIER P. (1977)- L'accident du Tizi n'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas occidental. *Bull. Soc. géol. France*, 7, 19 p. 541-551.

RANKE et al., 1982)RAHHALI I. (1970)- Foraminifères benthoniques et pélagiques du Crétacé supérieur du synclinal d'El Koubbat (Moyen Atlas). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 30, 225, p. 51-97.

RAHIMI A., BOUGADIR B., SAIDI A., REUBER I. et KARSON J. (1991)- Mécanisme de mise en place d'intrusion alcaline en niveau structural peu profond retracé par les structures d'écoulement magmatique : exemple du Haut Atlas central (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 313, II, p. 571-577.

RAHIMI A. SAIDI A., BAROUDI Z., SAQUAQUE A. ET ARBOLEYA M. L. (1999)- Analyse pétrostructurale des mylonites de la zone de cisaillement de Bougmane (Bou Azzer-El Graara, Anti-Atlas Maroc). *Ann. Soc. Géol. Nord*, **6**, 143-148.

RAHMANI K. (1978)- Etude palynologique du Paléozoïque de la région de Rabat (Maroc). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc,* 324, 132 p.

RAIS-ASSA R., CORNEE J.J., MULLER J. et SOUGY J. (1983)- Les unités allochtones du massif des Rehamna, Maroc hercynien. *C.R. Acad. Sci. Paris,* II, 296, p. 783-786.

RAMDANI F. (1998)- Geodynamic implications of intermediate-depth earthquakes and volcanism in the intraplate Atlas mountains Morocco. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 108, p. 245-260.

RANKE U., RAD U. von et WISSMANN G. (1982)- Stratigraphy, facies and tectonic development of the on- and offshore Aaiun-Tarfaya basin- a review, in : U. von RAD, K. HINZ, M. SARNTHEIM et E. SEIBOLD (eds), Geology of the Northwest African Continental Margin, Springer Verlag, Berlin, p. 86-105.

RAOULT J.F. (1966)- La chaîne du Haouz, du col d'Azlu d'Arabia au Bab Aonzar. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 184, p. 61-131.

RAOULT J.F. (1972)- Précisions sur le flysch massylien : série stratigraphique, variations de faciès, nature du matériel remanié (Nord du Constantinois, Algérie). *Bull. Soc.Hist. nat. Afr. Nord*, 63, p. 73-92.

RAYNAL J.P. et TEXIER J.P. (1989)- Découverte d'Acheuléen ancien dans la carrière Thomas I à Casablanca et problème de l'ancienneté de la présence humaine au Maroc. *C.R. Acad. Sci. Paris,* 308, II, p. 1743-1749.

RAZIN P., JANJOU D., BAUDIN T., BENSAHAL A., HOEPFFNER C., THIEBLEMONT D., CHEVREMONT P. & BENHAOURCH R., (2001). Carte géologique du Maroc au 1/50 000, feuille de Sidi Matla Ech Chems. Mémoire explicatif. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 412 bis, 70 p.

REUBER I., MICHARD A., CHALOUAN A., JUTEAU T. et JERMOUMI B. (1982)- Structure and emplacement of the Alpine-type peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco : a polyphase tectonic interpretation. *Tectonophysics*, 82, p. 231-251.

REY J. et TAJ-EDDINE K. (1989a)- Eustatisme et tectonique distensive au passage Jurassique-Crétacé : leur enregistrement sédimentaire dans le bassin du Haha (Haut-Atlas occidental, Maroc). *C.R. Acad. Sc. Paris,* II, 308, p. 101-106.

REY J. et TAJ-EDDINE K. (1989b)- La stratigraphie séquentielle : une nouvelle lecture des séries sédimentaires. Exemple d'application

dans le Haut-Atlas atlantique (Maroc). *Sci. Géol., Mém.*, 84, p. 47-60.

RIMI A. (1999)- Mantle heat flow and geotherms for the main geologic domains in Morocco. Int. Journ. Earth Sciences, 88, p. 458–466.

ROCCI G., BRONNER G. et DESCHAMPS M. (1991)- Crystalline basement of the West African Craton, in : R.D. DALLMEYER et J.P. LECORCHE (eds), The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives, Springer Verlag, Berlin, p. 31-61.

ROCH E. (1930)- Etudes géologiques dans la région méridionale du Maroc occidental. *Notes et Mém. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, 9, 542 p.

RODDAZ M., BRUSSET S., SOULA J.C., BEZAT D. BENABBOU M., DEBAT P., DRIOUCH Y. CHRISTOPHOUL F., NTARMOUCHANT A., DERAMOND J. (2002)- Foreland basin magmatism in the western Moroccan Meseta and geodynamic inferences. *Tectonics*, 21, 1043.

RUSSO P. (1926)- Recherches géologiques sur le territoire des Hauts Plateaux (Maroc oriental). *A. Univ. Lyon*, 46, 195 p.

RUSSO P. et RUSSO L. (1934)- Le grand accident sud-atlasien. *Bull. Soc. géol. France*, 5, 4, p. 375-384.

SABER H., EL-WARTIT1 M. et BROUTIN J. (2001)- Dynamique sédimentaire comparative dans les bassins stéphano-permiens des Ida Ou Zal et Ida Ou Ziki,, Haut Atlas Occidental, Maroc. *Journal of African Earth Sciences,* 32, p. 573-594.

SADKI D. (1992)- Les variations de faciès et les discontinuités de sédimentation dans le Lias-Dogger du Haut-Atlas central (Maroc) : chronologie, caractérisation, corrélations. *Bull. Soc. géol. France*, 163, p. 179-186.

SAHABI M., ASLANIAN D. , OLIVET J.-L. (2004)- Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique central., Comptes rendus Géosciences**,** 336, p. 1041-1052.

SAIDI A., HAFID A., SAGON J.P., JULIVERT M., ARBOLEYA M.L., SAQUAQUE A. ET RIZKI A. (2001)- La série de Zenaga (Anti-Atlas, Maroc) : pétrologie et structure des formations méta-morphiques paléoprotérozoïques. *Géologie Méditerranéenne*, XXVIII, **3**, 203-221.

SALMON E., MONTIGNY R., EDEL J.B., PIQUE A., THUIZIAT E. et WESTPHAL M. (1986-1987)- A 140 Ma K/Ar age for the Msissi norite (Morocco) : new geochemical and paleomagnetic data. *Earth plan. Sci. Letters*, 81, p. 265-272.

SAMSON S.D., J.D. INGLIS, R.S. D'LEMOS, H. ADMOU, J. BLICHERT-TOFT, K. ET HEFFERAN (2004)- Geochronological, geochimical, and Nd-Hf isotopic constraints on the origin of Neoproterozoic plagiogranites in the Tasriwine ophiolite, Anti-Atlas orogen, Morocco, *Precamb. Res.* **135**, 133-147.

SAQUAQUE A., ADMOU H., KARSON J., HEFFERAN K. et REUBER I. (1989a)- Precambrian accretionary tectonics in the Bou-Azzer-El Graara region, Anti-Atlas, Morocco. *Geology*, 17, p. 1107-1110.

SAQUAQUE A., ADMOU H., CISSE A., BENYOUSEF A. & REUBER I. (1989b)- Les intrusions calco-alcalines de la boutonnière de Bou-Azzer-El Graara (Anti-Atlas, Maroc) : marqueurs de la déformation panafricaine majeure dans un contexte de collision d'arc. *C.R. Acad. Sci. Paris,* 308, II, p. 1279-1283.

SCHAER J.P. (1987)- Evolution and structure of the High Atlas of Morocco, in : J.P. SCHAER et J.

RODGERS (eds), The anatomy of mountain ranges, Princeton Univ. Press Pub., p. 107-127.

SCHAER J.P. et PERSOZ F. (1976)- Aspects structuraux et pétrographiques du Haut Atlas calcaire de Midelt (Maroc). *Bull. Soc. géol. France*, 7, 18, p. 1239-1250.

SCHERMERHORN L., WALLBRECHER E. et HUCH M. (1986)- Der Subduktionkomplex, Granitplutonismus und Schertektonik im Grundgebirge des Sirwas-Doms (Anti-Atlas, Marokko). *Berliner Geowiss. Abh*., 66, p. 301-322.

SCHWARZ G. et WIGGER P. (1988)- Geophysical studies of the earth's crust and upper mantle in the Atlas system of Morocco, in : V. JACOBSHAGEN (ed.), The Atlas system of Morocco, Springer Verlag, Berlin, p. 339-357.

SCHWARZ G., MEHL H. G., RAMDANI F. et RATH V. (1992)- Electrical resistivity structure of the eastern Moroccan Atlas system and its tectonic implications. *Geol. Runsch.*, 81, p. 221-235.

SEPTFONTAINE M. (1984)- La formation du jbel Binet, Rif externe, Maroc). Un dépôt "ante-nappe" d'âge Miocène supérieur. Implications paléotectoniques. *Ecl. geol. Helv*., 76, p. 581)610.

SEUFERT G. (1988)- Jurassic sediments and synsedimentary tectonics in the Central High Atlas, Morocco. *Bull. Soc. géol. France* , 8, 4, p. 375-390.

Sougy J. (1962)-.West African fold belt. *Geol. Soc. Am. Bull.* 73 (7), p.871–876.

SOUGY J. (1976)- Existence d'une importante tectonique tangentielle, avec nappes repliées, dans les Jebilet occidentales et centrales (Meseta marocaine occidentale). *Trav. Lab. Sci. Terre Saint-Jérôme*, Marseille, sér. B, 12, 41 p.

SOUGY J. ET BRONNER G. (1969)- Nappes hercyniennes au Sahara espagnol méridional (tronçon Nord des Mauritanides). In: 5th Int. Coll. Afr. Géol. Ann. Fac. Sciences, Université de Clermont Ferrand, vol. **41**(19), 75–76.

SOUHEL A. et CANEROT J. (1989)- Polarités sédimentaires téthysienne puis atlantique : l'exemple des couches rouges jurassico-crétacées du Haut-Atlas central (Maroc). *Sci. Géol., Mém.*, 84, p. 39-46.

SOULAIMANI A., LE CORRE C. ET FARAZDAQ R. (1997)- Déformation hercynienne et relation socle/couverture dans le domaine du Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc). *Journal of African Earth Sci.*, Vol. **24**, No 3, 271-284.

SOULAIMANI A., PIQUE A. ET BOUABDELLI M. (2001)- La série du PII-III de l'Anti-Atlas occidental (sud marocain) : un olistostrome à la base de la couverture post-panafricaine PIII du Protérozoïque supérieur. *C. R. Acad. Sci. Paris,* **332**, 121-127.

SOULAIMANI A., BOUABDELLI M. ET PIQUE A. (2003)- L’extension continentale au Néoprotérozoïque supérieur-Cambrien inférieur dans l’Anti-Atlas (Maroc), *Bull. Soc. Géol. France,* 147, p. 83-92.

SOULAIMANI A. ET PIQUE A. (2004)- The Tasrirt structure (Kerdous inlier, Western Anti-Atlas, Morocco): a late Pan-African transtensive dome. *Journal of African Earth Sci.,* 39, p. 247-255.

SOULAIMANI A. ESSAIFI A, YOUBI N. ET HAFID A. (2004)- Les marqueurs structuraux et magmatiques de l’extension crustale au Protérozoïque terminal-Cambrien basal autour du Massif de Kerdous (Anti-Atlas occidental, Maroc). *Comptes Rendus*

Geosciences, 336, Issue 16,1433-1441.

SOULAIMANI A. ET BOUABDELLI M. (2005)- Le Plateau de Lakhssas (Anti-Atlas occidental, Maroc) : Un graben fini-precambrien réactivé à l'hercynien. Annales de la Société Géologique du Nord (Lille), T. 11 (2ème série), 177-148.

SOULAIMANI A., JAFFAL M., MAACHA L., KCHIKACH A., NAJINE A. ET SAIDI A. (2006)- Modélisation magnétique de la suture ophiolitique de Bou Azzer-El Graara (Anti-Atlas central, Maroc). Implications sur la reconstitution géodynamiques panafricaine. *Comptes Rendus Géosciences*, **338**, 153 – 160.

STUDER M. et DRESNAY R. du (1980)- Déformations synsédimentaires en compression pendant le Lias supérieur et le Dogger au Tizi n'Irhil (Haut Atlas central de Midelt, Maroc). *Bull. Soc. géol. France*, 7, 22, p. 391-397.

SUTER G. (1980)- Carte géologique de la chaîne rifaine à 1/500.000. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 245a.

TAHIRI A. (1994)- Tectonique hercynienne de l'anticlinorium de Khouribga - Oulmès et du synclinorium de Fourhal, in : Géologie du Maroc central et de la Meseta orientale, *Bull. Inst. sci. Rabat,* 18, p. 125-144.

TAJ-EDDINE K., GHARIB A., BEN ABBES TAARJI R., IBNOUSINNA M., CANEROT J. et REY J. (1989)- Le Néocomien du versant nord du Haut-Atlas occidental : stratigraphie, rôle de l'eustatisme, de la tectonique distensive et de l'halocinèse. *Sci. Géol., Mém.,* 84, p. 61-69.

TEIXELL A., AYARZA P., ZEYEN H., FERNANDEZ M. ARBOLEYA M.-L. (2005)- Effects of mantle upwelling in a compressional setting: the Atlas Mountains of Morocco*. Terra Nova*, 17, p. 456–461.

TERMIER H. (1936)- Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional : 1 : les terrains primaires et le Permo-Trias ; 2 :les terrains post- triasiques ; 3 : paléontologie, pétrographie ; 4 : atlas. *Notes et Mém. Serv. Carte géol. Maroc*, 33, 1566 p.

TERMIER H., OWODENKO B. et AGARD J. (1950)- Les gîtes d'étain et de tungstène de la région d'Oulmès (Maroc central). Etude géologique, pétrographique et métallogénique. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc,* 82, 328 p.

TEXIER J.P., RAYNAL J.P. et LEFEVRE D. (1985)- Nouvelles propositions pour un cadre chronologique raisonné du Quaternaire marocain. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 301, II, p. 183-188.

Thomas R.J., Chevallier L.C., Gresse P.G., Harmer R.E, Eglington B.M., Armstrong R.A., de Beer C.H., Martini J.E.J., de Kock G.S., Macey P., Ingram B. (2002)- Precambrian evolution of the Sirwa Window, Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Precambrian Research* 118, p.1–57.

Thomas R.J., Fekkak A., Ennih N., Errami E., Loughlin S.C., Gresse P.G., Chevallier L.P., Lie´geois J.-P. (2004)- A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Journal of African Earth Sciences* 39, p. 217–226.

THOMSON J. (1889)- Geology of southern Morocco and the Atlas mountains. *Quart. J. geol. Soc. London,* 55, p. 190-213.

TIXERONT M. (1973)- Lithostratigraphie et minéralisations cuprifères et uranifères stratiformes, syngénétiques et familières des formations détritiques permo-triasiques du Couloir d'Argana, Haut Atlas occidental (Maroc). *Notes et*

Mém. Serv. géol. Maroc, 33, 249, p. 147-177.

VACHARD D., BEAUCHAMP J. et TOURANI A. (1990)- Le Carbonifère inférieur du Haut Atlas de Marrakech (Maroc) : faciès, microfossiles et traces fossiles. *Géologie méditerranéenne*, 17, p. 3-19.

VAUCHEZ A. (1977)- Un exemple de cisaillements congenères de plis schisteux; proposition d'un modèle d'évolution. *Bull. Soc. géol. France*, 7, 19, p. 135-142.

VIDAL J.C. (1984)- Carte géologique du Rif à 1/50000, feuille Dahar Souk. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 298.

Villeneuve M. (2005)- Paleozoic basins in West Africa and the Mauritanide thrust belt. *Journal of African Earth Sciences* 43, p.166–195.

Walsh G. J., Aleinikoff J. N., Benziane F., Yazidi A., Armstrong T. R. (2002)- Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic Tagragra de Tata inlier and its Neoproterozoic cover, western Anti-Atlas, Morocco, *Precambrian Research* 117 Issues 1-2, p.1-20.

WARME J. (1988)- Jurassic carbonate facies of the central and eastern High Atlas rift, Morocco, *in* : V. JACOBSHAGEN (ed.),The Atlas system of Morocco, Springer Verlag, Berlin, p. 169-199.

WEISROCK A., DELIBRIAS G., ROGNON P. et COUDE-GAUSSEN G. (1985)- Variations climatiques et morphogenèse au Maroc atlantique (30-33°N) à la limite Pléistocène-Holocène. *Bull. Soc. géol. France,* 8,1, p. 565-569.

WENDT J. (1985)- Disintegration of the continental margin of northwestern Gondwana : Late Devonian of the eastern Anti-Atlas (Morocco). *Geology*, 13, p. 815-818.

WENDT J. (1988)- Condensed carbonate sedimentation in the late Devonian of the eastern Anti-Atlas (Morocco). *Eclog. geol. Helv.*, 81, p. 155-173.

WENDT J. & BELKA Z. (1991)- Age and depositional environment of Upper Devonian (Early Frasnian to Early Famennian) black shales and limestones (Kellwasser facies) in the eastern Anti-Atlas, Morokko). *Facies*, 24, p. 51-90.

WERNLI R. (1985)- Micropaléontologie du Néogène post-nappes du Maroc septentrional et description systématique des foraminifères planctoniques. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 331

WESTPHAL M., MONTIGNY R., THUIZIAT R., BOURDON C., BOSSERT A., HAMZEH R. et ROLLEY J.P. (1979)- Paléomagnétisme et datation du volcanisme permien, triasique et crétacé du Maroc. *Can. J. Earth Sci.* , 16, p. 2150-2164.

WIGGER P., ASCH G., GIESE P., HEINSOHN W.-D., EL ALAMI S.O. et RAMDANI F. (1992)- Crustal structure along a traverse across the Middle and High Atlas mountains derived from seismic reflexion studies. *Geol. Rundsch.*, 81, p. 237-248.

WILDI W. (1981)- Le Ferrysch : cône de sédimentation détritique en eau profonde à la bordure nord-ouest de l'Afrique au Jurassique moyen à supérieur (Rif externe,Maroc). *Ecl. geol. Helv.,* 74, p. 481-427.

WILDI W. (1983)- La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. dyn. et Géog. phys.*, 24, p. 201-297.

ZAHRAOUI M. (1994)- Le Dévonien inférieur et moyen, in : Géologie du Maroc central et de la Meseta

orientale, *Bull. Inst. sci. Rabat*, 18, p. 43-56.

ZECK H., WHITEHOUSE M. (1999)- Hercynian, Pan-African, Proterozoic and Archean Ion-microprobe Zircon ages from a Betic core complex, Alpine belt, W. Mediterranean. Consequences for its P-T-T path. *Contrib. Mineral. Petrol.,* 134, p. 134-149.

ZEYEN H., AYARZA P., FERNANDEZ M., RIMI A. (2005)- Lithospheric structure under the western African-European plate boundary: A transect across the Atlas Mountains and the Gulf of Cadiz, *Tectonics*, 24,

ZOUHRI L., LAMOUROUX L., VACHARD D;, PIQUE A. (2001)- Les corps perméables plio-quaternaires de la Mamora (Maroc). Géométrie et influence structurale. *C. R. à l'Acad. Sci. Paris, Sc. Terre et Planètes*, 332, p. 1-4.